Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg, in Tübingen, in Berlin.

Jahrgang 1911.

Mit zahlreichen Figuren im Text.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1911.

Druck der K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Miscellanea.

Personalia.

Sachregister

zum Centralblatt für Mineralogie etc. 1911.

Die Original-Mitteilungen sind *kursiv* gedruckt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zwei Erdöle aus Kalisalzbergwerken.

Von D. **Ed. Graefe.**

Vor einiger Zeit beschrieb Verfasser ein Erdöl, das aus dem Kalisalzbergwerke „Desdemona" bei Alfeld a. d. Leine stammte und das er der Güte des Herrn Prof. Dr. Precht verdankte (Kali 1908. No. 21. p. 468). Vor kurzem war es durch die Freundlichkeit des Herrn Geheimrat Prof. Dr. Rinne möglich, eine zweite, gleichfalls aus einem Kalisalzvorkommen stammende Erdölprobe zu untersuchen. Das Öl rührte aus dem Salzbergwerke „Glückauf" bei Sondershausen her. Die Untersuchungsresultate sind in der Zeitschrift Kali 1910, No. 12, p. 261 niedergelegt. Da es sich um zwei sehr interessante Typen von Erdölen handelt, die gewissermaßen Antipoden darstellen, so ist es vielleicht angebracht, die Resultate nebeneinander hier vergleichend zu skizzieren.

Das erste Erdöl von Desdemona war ein sehr dünnflüssiges Öl, das beim Abkühlen infolge seines großen Paraffingehaltes erstarrte; das zweite dagegen war ein sehr dickflüssiges, asphaltreiches Öl, das so gut wie gar keine leichtflüssigen Anteile enthielt. Über die Eigenschaften der Öle gibt nachfolgende Gegenüberstellung am besten Aufschluß:

Erdöl von Desdemona.	Erdöl von Glückauf.
Niederes spez. Gew. (0,789 bei 20°)	Hohes spez. Gew. (0,935 bei 35°)
Helle Farbe	Dunkle Farbe
Hoher Gehalt an leichtsiedenden Anteilen (bis 300° dest. 58,5 %)	Arm an leichtsiedenden Bestandteilen (begann erst bei 300° zu sieden)
Asphaltfrei	Hoher Asphaltgehalt (35,5 %)
Niedere Jodzahl (1,54)	Hohe Jodzahl (11,47)
Paraffinreich.	Paraffinarm.

Die beiden Öle wichen von den sonst in Deutschland gefundenen Erdölen ab, wie nachfolgende Tabelle zeigt. Jedoch ähnelte das Öl von Desdemona sehr dem italienischen Rohöle von Veleja und Montechino, nur daß es mehr Paraffin enthielt als diese. Das Öl von Glückauf dagegen kommt dem Ölheimer Rohöl am nächsten, nur

	Deutsche Erdöle						Italienische Erdöle	
	Wietzer Rohöl (leicht)	Ölheimer	Pechelbronner (vergl. Petr. II. No. 7. p. 278)	Tegernseer	Kalibergwerk Desdemona	Salzbergwerk „Glückauf" Sondershausen	Rohöl von Veleja Petr. 1. No. 21. p. 745	Rohöl von Montechino Petr. 1. No. 21. p. 745
Farbe	schwarzbraun undurchsichtig	dasselbe	dasselbe	braun durchscheinend	gelb durchsichtig in der Wärme	tief braunschwarz	hellbraun klar	hellgelb klar
Geruch	unangenehm	„	„	angenehm	angenehm	fast geruchlos	angenehm	angenehm
Spez. Gewicht .	0.888	0,908	0,889	0,805	0,802	0,935	0,787	0,789
Flammpunkt . .	21°	63°	27°	23°	16°	über 100°	unter —2	unter —2
Siedebeginn . .	93°	168°	92°	75°	115°	300°	82°	82°
bis 100° sieden .	1 %	—	0,5 %	5 %	—	—	2 %	5 %
„ 150° „ .	2 „	—	3 „	24 „	8 %	—	53 „	59 „
„ 200° „ .	7 „	2,8 %	7 „	40 „	26 „	—	78 „	82 „
„ 250° „ .	16 „	10,3 „	16 „	49 „	40 „	—	89 „	92 „
„ 300° „ .	29 „	22,6 „	29 „	60 „	54 „	—	295° 95 %	275° 96 %
Das Destillat erstarrt nach .	40 „	63,2 „	35 „	60 „	54 „	Erste Tropfen	nicht .	nicht
Schwefelgehalt .	0,66 %	0.50 „	0,67 „	0,22 %	0,034 %	0,95 %	0,1 %	0.83 %
Jodzahl	14,0	13,92	8.65	4.7	1,54	11,47	1,73	1.3
Paraffingehalt .	1,95 „	1.36 „	2,12 „	7,55 „	9,36 „	4,30 „	0,12 „	0.027 „
Schmelzpunkt des Paraffins . . .	53,5°	55.8°	53,6°	48,5°	54,4°	56,2°	45,4°	45,8°
Verbrennungswärme . . .	10867	10473	10701	10875	10883	10534	10750	10630
Asphaltgehalt .	7,83 %	9,06 %	11,5 %	0 %	0 %	35,5 %	0 %	0 %

daß es die ausgeprägten Eigenschaften, wie hohes spezifisches Gewicht, geringen Gehalt an leichtsiedenden Bestandteilen und hohen Asphaltgehalt in noch erhöhterem Maße als dieses zeigt. Die Eigenschaften lassen sich bei dem Öle von „Desdemona" ungezwungen erklären. Als feststehend ist anzunehmen, daß das Öl sich nicht auf primärer Lagerstätte findet. Dagegen spricht das Fehlen der hochsiedenden viscosen Petroleumfraktionen. Man hat es hier unzweifelhaft mit einem natürlichen Filtrationsprodukt zu tun. Daß das Öl einen wesentlichen Gehalt an Paraffin enthält, spricht nicht dagegen, denn bei den hohen Temperaturen in tieferen Lagen unter der Erdoberfläche ist das Paraffin flüssig, und es geht dann mit durch die filtrierenden Schichten hindurch. Es wäre ja auch zulässig, das Öl als Destillationsprodukt anzusehen, das vielleicht aus tieferliegenden wärmeren Erdschichten entstammt und in den oberen kälteren niedergeschlagen wird. Doch spricht gegen diese Annahme die leichte Zersetzlichkeit der hochsiedenden Paraffinkohlenwasserstoffe bei der Destillation, namentlich unter Druck. Es hätte sich eine stattgefundene Zersetzung zum mindesten auch in einer hohen Jodzahl, d. h. einem hohen Gehalte an ungesättigten Verbindungen äußern müssen. Die Filterschichten müssen jedenfalls unterhalb des Kalilagers zu suchen sein, denn das Hartsalz, in dem das Öl gefunden wurde, zeigt keine klärenden Eigenschaften bei der Filtration, wie durch Versuche mit dunkleren Erdölen bewiesen ist. Die dunkleren Öle gingen genau so durch das Hartsalz hindurch, wie sie darauf gegeben wurden. Als Filtrationsschicht kämen vor allem Silikate, von diesen wieder die Verbindungen des Aluminiums in Begleitung mit Magnesium in Betracht. Solche Mineralien werden ja in technischem Maßstabe zur Filtration von Mineralölen benutzt, um sie heller zu machen und teilweise von Asphalt zu befreien. Hauptsächlich dient für solche Zwecke das unter dem Namen Fullererde in den Handel kommende Aluminium-Magnesium-Hydrosilikat. Schon gewöhnlicher Ton zeigt ähnliche Eigenschaften, wenn auch nicht in so ausgeprägtem Maße wie die Fullererde. Gut wirkende Fullererden finden sich in Amerika (Florida), England, Italien, neuerdings auch in Deutschland an der Donau, und in Schlesien. Durch die Filtration findet zu gleicher Zeit auch eine gewisse Auslese nach den chemischen Eigenschaften der Kohlenwasserstoffe statt, wie Gilpin und Cram, sowie Heer gezeigt haben, dergestalt, daß die gesättigten Paraffinkohlenwasserstoffe schneller filtrieren als die ungesättigten. Hält man alle diese Tatsachen zusammen mit den Eigenschaften der beiden oben beschriebenen Rohöle, so ergibt sich von selbst, daß man das zweite schwere Öl als einen Filtrationsrückstand ansehen kann. Er enthält reichlich Asphalt, wenig leichtsiedende Anteile, zeigt hohes spezifisches Gewicht und ist reich an ungesättigten Verbindungen. Daß bei dem Öle von „Glückauf" das leichte

Filtrationsprodukt nicht gefunden wurde, spricht nicht dagegen, denn dieses kann durch Verdunsten oder durch Wegspülung mit Wasser oder Lauge verloren gegangen sein.

Jedoch ist diese Annahme nicht die einzige zur Erklärung der besonderen Eigenschaften des schweren Öles. Es ist noch eine zweite Möglichkeit vorhanden, daß nämlich das Öl ein Oxydations- und Polymerisationsprodukt ist. Läßt man ein Mineralöl längere Zeit an der Luft stehen, so nimmt es Sauerstoff auf, die leichten Anteile verdunsten, ungesättigte Verbindungen treten zu höher molekularen zusammen und es bilden sich große Mengen von Asphalt. In der Erde, bei dem geringen Zutritt von Luft und bei dem Abschluß von Licht, das im hohen Grade diese Oxydation und Polymerisation begünstigt, dauert die Verharzung des Öles natürlich geraume Zeit. Bei freiem Luft- und Lichtzutritt dagegen kann man diese Vorgänge schon in kurzer Zeit nachweisen. So konnte Verfasser beim dreijährigen Stehenlassen von Braunkohlenteeröl an Licht und Luft bei Gegenwart von etwas Wasser so viel Asphalt erhalten, daß dieser nicht mehr vom Öl aufgenommen wurde, sondern sich abschied, und beim Versetzen mit Ätheralkohol oder leichtem Benzin fielen aus dem Öle große Asphaltflocken aus. Läßt man die Oxydation in der Wärme vor sich gehen, so erfolgt die Reaktion natürlich viel schneller, und bei einem Versuche konnte aus einem asphaltfreien Öle im Laufe von 24 Stunden bei einer Temperatur von 250—300° ein Produkt erhalten werden, das 11 % Asphalt enthielt. Welchen der beiden Vorgänge man hier als den wahrscheinlicheren anzusehen hat, das zu entscheiden dürfte Sache der Geologen sein. Möglich sind vom chemischen Standpunkte aus jedenfalls beide.

Ueber isomorphe Mischungen von Epidot und Orthit.

Von **V. M. Goldschmidt** in Kristiania.

Bei der Bearbeitung der Kontaktgesteine im Kristianiagebiet wurde ich im vorigen Jahre auf eine Gruppe von Mineralien aufmerksam, die in ihren optischen Eigenschaften eine Zwischenstellung zwischen Epidot und Orthit einnehmen.

Während die Orthite der Pegmatitgänge mehr oder weniger zu isotroper Substanz umgewandelt sind (oder starke Verminderung der Doppelbrechung zeigen), sind die orthitähnlichen Mineralien der Kalksilikatfelse wie die der Eruptivgesteine oft ausgezeichnet frisch.

An den Orthitmineralien der Kalksilikatfelse findet sich mitunter schöner Zonenbau, der nicht eine Umwandlungserscheinung darstellt, da die einzelnen Zonen oft verschiedene Kristallbegrenzung zeigen.

Der Kern wird meist von relativ orthitreicher Substanz gebildet, nach außen folgen immer epidotreichere Schichten, bis ein breiter Saum von idiomorphem Epidot den Schichtenbau abschließt. Die innersten Schichten sind, wie Orthit, nach {100} tafelförmig, die äußerste zeigt die gewöhnliche Begrenzung des Epidots mit vorherrschendem {001} und {$\bar{1}$01}.

Die Auslöschungswinkel zeigen deutlich die Änderung in der Zusammensetzung, wie bei folgendem Beispiel aus Kalksilikatfels von Glomsrudkollen in Modum:

c : α (stets im spitzen Winkel β).	
Kern	24°
Hülle 1	14
Hülle 2	10
Innerste Epidothülle	4
Äußerste Epidothülle	2

Ebenso zeigten die Absorptionsfarben einen gleichmäßigen Übergang vom Kern zur Hülle, indem die braunen Farben des Orthits durch die gelbgrünen eines eisenreichen Epidots ersetzt wurden. Ebene der optischen Achsen bei allen Schichten {010}, Doppelbrechung negativ, Achsendispersion der inneren Schichten stark $\varrho < \nu$. Die inneren Schichten sind schwächer doppelbrechend als die äußeren.

Zum Vergleich mit diesen Mineralien habe ich eine Anzahl typischer Orthite untersucht: es stellte sich heraus, daß sich die Orthitmineralien der Kalksilikatfelse wie Mischkristalle von Orthit und eisenreichem Epidot verhalten. Ich möchte diese Mineralien, die sich auch durch die blässere Farbe im Dünnschliff vom echten Orthit unterscheiden, als Epidot-Orthite bezeichnen.

Sehr bezeichnet ist für die Epidot-Orthite die starke Auslöschungsdispersion, welche für c : α $\varrho > \nu$ ist. Die Auslöschungsdispersion ist weit stärker als die der Endglieder. Berechnet man die Auslöschungswinkel der Mischkristalle aus den optischen Daten der Endglieder, so sieht man sofort den Grund der großen Auslöschungsdispersion. Die Dispersion der Doppelbrechung ist beim Epidot weit stärker $\nu > \varrho$ als beim Orthit, daher muß die Bisektrix α in den Mischgliedern für blaues Licht näher an c liegen als für rotes.

Wahrscheinlich sind Epidot-Orthite recht verbreitet als Gesteinsgemengteil; wie mir Herr Prof. Brögger mitteilt, kennt er sie seit langem aus Tiefengesteinen des Kristianiagebiets. Manche Mineralien, die als Orthit beschrieben sind, dürften zu dieser Gruppe gehören.

Der Bagrationit, welcher wahrscheinlich auch hierher gehört, ist leider nie optisch untersucht worden.

In optischer Beziehung möchte ich die Grenze zwischen Epidot-Orthit und eigentlichem Orthit bei einem Auslöschungswinkel $c:\alpha = 35^0$ setzen, auch die eigentlichen Orthite enthalten wahrscheinlich in den meisten Fällen eine große Menge Epidotsilikat.

Bemerkungen zur Geologie von Schwenningens Umgebung.

Von **F. Haag**, Stuttgart.

(Mit 2 Textfiguren.)

Der *Trigonodus*-Dolomit wird auf weite Erstreckungen von einem kalksteinähnlichen, festen, der Verwitterung starken Widerstand entgegensetzenden Dolomit bedeckt, der von Schalch der unteren Lettenkohle zugerechnet wird, ebenso von Sauer, der ihn als untere Grenzbank bezeichnet. Im Feld ist die Unterscheidung der verschiedenen Dolomitarten schwierig und unsicher. Es dürfte sich daher empfehlen, die Lettenkohle mit den darüber liegenden dunkelgrauen Schiefertonen beginnen zu lassen, wie dies bislang von den württembergischen Geologen gehalten worden ist. Es läßt sich dann unschwer eine genügende Zahl von Punkten für diese Grenze finden, so daß, wie ich dies für Rottweils Umgebung gezeigt habe, der ungefähre Verlauf der Höhenkurven für die geologische Fläche verzeichnet werden kann. Freilich müßte zum Zweck der Feststellung des genauen Verlaufs der Kurven eine erheblich größere Zahl von Punkten aufgenommen werden; es sind 41 auf eine Fläche von 60 qkm[1]. Aber auch in ihrer rohen Form vermögen die Kurven Aufschluß über einige tektonische Fragen zu erteilen. Die Richtung des Streichens schwankt zwischen NNO und NNW. Die Ausbuchtungen der Kurven längs einer Firstlinie, die von Zimmern über Rottweil führt, beweisen die Existenz eines Schichtensattels, der sich wahrscheinlich gegen Osten fortsetzt und auf den Lembergsattel zuläuft. Damit hängt zusammen, daß der obere Neckar bei Rottweil am weitesten gegen Osten ausgebogen

[1] Programm des K. Gymnasiums Rottweil. 1897. Es wurde hier absichtlich vermieden, beim Zeichnen der geologischen Kurven den Verlauf der Oberflächenkurven zu Rat zu ziehen. Für jeden der Punkte wurden die Koordinaten möglichst genau bestimmt, durch drei derselben eine Ebene gelegt, auf welche Ebene nun die anderen Punkte bezogen werden konnten. Diese Vergleichsebene wurde so gewählt, daß sie sich der geologischen Fläche möglichst anschmiegt. Die beiden Flächen gemeinschaftlichen Punkte bestimmen zwei sich schneidende Linien, durch welche das Gebiet in zwei Paare von Scheitelräumen geteilt wird; der westliche und östliche liegen über, die beiden anderen unter der Vergleichsebene.

ist. In dieses große Gewölbe ist eine Reihe von Mulden eingesenkt, deren größte, das Klosterbachtal, einer wellenförmigen Einbuchtung der geologischen Fläche entspricht. Aber auch bei den kleineren, ostnordöstlich verlaufenden Mulden scheint dies der Fall zu sein, wenn auch der Grund für ihre parallele Richtung in der Zerklüftung des ihre Unterlage bildenden *Trigonodus*-Dolomits gesucht werden könnte. Zwischen zweien solcher Mulden konnte die Firstlinie eines kleinen Gewölbes direkt beobachtet werden. In einem Probeloch am Weg von Rottweil nach Villingendorf zeigten die Bänke der unteren Lettenkohle eine von einer späteren Verwerfung unterbrochene wellenförmige Krümmung; in der Spalte lagen die grauen Tone wirr durcheinandergemengt. Fig. 1 ist nach einer von Herrn Regierungsbaumeister Feldweg aufgenommenen Photographie angefertigt.



Fig. 1.

An einer anderen Stelle der neuen Straße nach Villingendorf wurde beobachtet, wie der *Trigonodus*-Dolomit in schroffen Stufen nach einer solchen Mulde absinkt, während die darüber liegenden Tone die Unebenheiten durch Wellenbildung ausgleichen. Leider war an dem Aufschluß nur ein geringer Rest von Tonbedeckung vorhanden, so daß sich nicht ermitteln ließ, ob die Tone über solchen Stufen gefaltet sind. Nachdem nun der allerdings durch nachträgliche kleine Verwerfungen veränderte Wellenzug als solcher erkannt ist, können leicht die Korrekturen an den geologischen Kurven angebracht werden. Es wurde darauf verzichtet, kleinere direkt beobachtete Verwerfungen in den Kurven zum Ausdruck zu bringen. Die größte bildet das Eschachtal unterhalb Horgen, wo aus der Verschiebung der Kurven eine Sprunghöhe von 20 m hervorgeht. Ebenso wie die größeren Verwerfungen müssen bei Anfertigung der Kurven stärkere Schichtenbiegungen in die Erscheinung treten, wie dies am Rottweiler Gewölbe gezeigt worden. Die Antiklinale, die Regelmann vom Lemberg nach dem Neckartal gezogen hat, wird über Rottweil laufen müssen.

Fig. 2 zeigt, wie die Kurven des Rottweiler Gebiets sich nach Süden fortsetzen. Die beobachteten Punkte sind:

1. 730 m. Nördlich von Dauchingen am Weg nach Niedereschach liegt in Straßenhöhe Dolomit, darüber Schieferton, Sand-

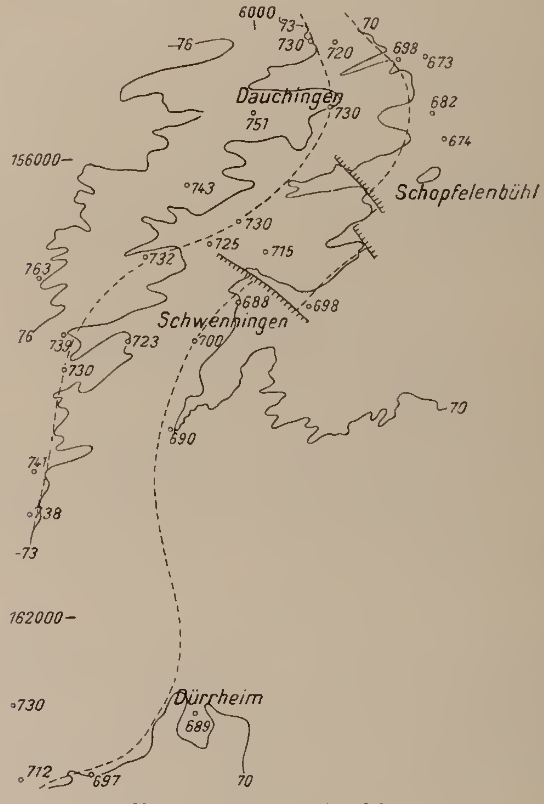


Fig. 2. Maßstab 1:50000.

Oberflächenkurven.

- - - Kurven der geologischen Fläche (Grenze des Muschelkalks gegen die Lettenkohle).

stein und Zellenkalk. Die untere Grenze der Lettenkohle zwischen dem Dolomit und dem Schieferton kann danach auf 730 m bestimmt werden.

2. 720 m. Genau östlich von No. 1 am Weg von Dauchingen nach dem Kehlwald ist die Grenze auf Kurve 72. Das westöstliche Gefäll ist $320 : 10 = 32 : 1$ oder 3,1 %, etwas größer als das für Rottweil bestimmte durchschnittliche Gefäll von $2\frac{1}{2}$ %.

Berücksichtigt man aber, daß das Streichen hier N 20° W gerichtet ist, so berechnet sich das Gefäll auf 30 : 1 oder 3,3 %.

3. 673 m. Überm Neckartal drüben am rechten Ufer beim Signal 682,6, hart am Stein No. 48 der Landesgrenze, war im tiefen Einschnitt des Grabens der Wasserleitung folgendes Profil zu beobachten:

2 m Dolomit der oberen Lettenkohle,
2 m sandige graue Schiefer mit Fucoiden,
40 cm Zellenkalk (Anthraconit), rostig verwittert, mit *Myophoria Goldfussi* und *vulgaris*, Gervillien, Zähne von *Acrodus*,
2 m grauer Sandstein,
30 cm weicher, verwitterter, gelber Dolomit,
70 cm grauer Ton.

4. 698 m. In der Fortsetzung des Grabens gegen Dauchingen, wieder links vom Neckar, kam über 1 m grauem Schieferton „Zellenkalk“, aus Kalkspatstylolithen bestehend, dann noch Fucoidenschiefer.

5. 730 m. In der Dorfstraße von Dauchingen bei der Germania war über Dolomit der graue Schieferton zu beobachten, und zwar zufolge kleiner Verwerfungen in wechselnder Mächtigkeit. Über dem Ton lagen zahlreiche Geschiebe von Muschelkalk und Dolomit. Ein großes gerundetes Stück von weißem Quarz wurde beim letzten Haus gegen Villingen gefunden. Dieses Haus steht auf *Trigonodus*-Dolomit, das vorletzte auf Lettenkohlensandstein. Zwischen beiden war ein Graben zu beobachten, in welchen von beiden Seiten die dunklen Schiefertone der Lettenkohle hineingezogen sind; von der Ostseite noch der Sandstein, Zellenkalk und Fucoidenschiefer. Die Mitte und der obere Teil des 1,5 m breiten Grabens sind mit Lehm und Dolomitbrocken angefüllt.

6. 751 m. Von hier bis zum Hochreservoir bilden die Schichten eine (schwache) Mulde. Im Graben der Wasserleitung folgen allmählich die Schichten der Lettenkohle übereinander, bis etwa 100 m von No. 5 die geschichteten Dolomite der oberen Lettenkohle kommen. Am Reservoir selbst liegt wieder die unterste Lettenkohle über *Trigonodus*-Dolomit. Hier wurde ein Stück gerollten Kirnachgranits ausgegraben.

7. 743 m. Wo in den vom Hochreservoir Haukenberg gen Osten verlaufenden Feldweg ein von Norden kommender einmündet, hat ein Maulwurf die dunklen Tone der Lettenkohle herausgeworfen.

8. 682 m. Östlich Dauchingen, gegenüber dem aus der Lettenkohle springenden Tiefenzielbrunnen, liegt die Grenze.

Für das Dreieck (4), (5), (8) ist das Streichen N 5° W und das Gefäll 3,7 %. Zwar ist das Gefäll bei Dauchingen schwach, wird aber gegen das Neckartal stärker.

9. 674 m. Südsüdöstlich von No. 8 liegt, dem südnördlichen Streichen entsprechend, an der Römerstraße die Grenze tiefer.

10. 715 m. Ebenfalls an der Römerstraße, nordöstlich Schwenningen, unweit eines aus der Lettenkohle kommenden Brunnens.

11. 730 m. Ungefähr ½ km nordwestlich von No. 10 auf dem Rennele, am Fußweg Schwenningen—Dauchingen, wurden auf der Höhe des Hügels durch verwitterte Lettenkohle entstandene graue und braune Tone ausgegraben. Am Hang ein Erdtrichter.

12. 725 m Höhe habe ich für die Grenze der Lettenkohle gegen den *Trigonodus*-Dolomit im Graben der Wasserleitung nördlich dem Schwenninger Friedhof festgestellt. Unterhalb des Friedhofs am Hang gegen Schwenningen war ein plötzlicher Abbruch der Schichten zu beobachten. Die Bruchfläche, die eine Seite des alten Grabens, zeigte sich mit Dolomiten und Mergeln der Lettenkohle und des Keupers bedeckt.

13. 732 m. Auf Eschelen ist in der Karte ein Erdtrichter eingetragen, dessen Rand wie gewöhnlich im Lettenkohlensandstein eingesenkt ist und der in den Muschelkalk hinunterführt. Nordwestlich davon grenzen die dunklen Tone an den *Trigonodus*-Dolomit. Von No. 11—13 streichen die Schichten ostnordöstlich.

14. 763 m. Zwischen Saubühl und Hochbühl liegt ein kleines Wäldchen. An seiner nordwestlichen Ecke stellen sich dunkle Tone und gelbgraue Sandsteine ein. Der Ackerboden zeigt jene für die Lettenkohle so bezeichnende graue Farbe, die schon dem alten Praktiker Hildenbrand auffallen mußte. Die Steilhalden zwischen Hohen- und Bitzelswäldle sind wohl keine Abbruchstellen, sondern Ränder ehemaliger Erdtrichter. Am Westrand des letztgenannten Waldes kann man an der Steilhalde noch den Ansatz eines Trichters erkennen.

15. 739 m. An der Südostecke des Saubühls liegen über breccienartigen Dolomiten die dunklen Tone.

16. 723 m. Östlich von hier, auch an der Villingerstraße, liegt die Lehmgrube der Ziegelhütte, deren unebene Sohle durch Lettenkohlensandstein gebildet wird. Darüber liegen 60 cm grauschwarze Schiefer, 40 cm gelbe Dolomite, 1 m grauer Ton. Das Verwitterungsprodukt der obersten Lettenkohle (80 cm) besteht aus braunem und grauem Lehm, in dem die ehemaligen Dolomitbänke noch unterschieden werden können. Die Unebenheiten darüber werden durch braunen diluvialen Lehm ausgefüllt, der oben in Ackererde übergeht.

17. 700 m. Weiter gegen Osten, an der nämlichen Straße, liegen die Bauten der Bärenbrauerei in den Dolomiten der oberen Lettenkohle. In aus dem Keller gegrabenem Schutt wurde der „Anthraconit“ mit Schwefelkieskristallen und sandige Schiefer mit Fucoiden festgestellt.

18. 688 m. Am nordöstlichen Ende von Schwenningen wurde auf Kurve 700 ein Brunnen gegraben. Aus 8 m Tiefe kam der Zellenkalk (Anthraconit) mit aus strahligen Kalkspatkristallen bestehenden Einschlüssen. Nordnordöstlich von hier, auf der anderen Seite der von Sauer eingezeichneten Verwerfungsspalte, liegt No. 10 in 715 m Höhe. Die Streichrichtung ist in der Umgebung der Spalte starkem Wechsel unterworfen. Wenn wir mittleres nordöstliches Streichen annehmen, so ergibt sich eine Sprunghöhe von 23 m.

19. 698 m. Östlich von No. 18, südlich der Winterhalde, liegen die dunklen Tone über Dolomit.

20. 690 m. Südlich von Schwenningen bei der neuen Ziegelfabrik werden die Tone des unteren Gipskeupers abgegraben. Aus einem mehrere Meter tiefen Graben kommen stark verwitterte Dolomite der oberen Lettenkohle mit Zellendolomiten.

21. 730 m. Am Nordostrand des Hölzle liegen die Schinderlöcher. In einem der Erdtrichter von 7 m Tiefe wurde unter der Ackererde 1,2 m Diluviallehm, darunter der Lettenkohlensandstein festgestellt.

22. 741 m. Am Südwestrand des Dickenbühl dunkle Tone, darüber verwitterter Dolomit und Lettenkohlensandstein.

23. 738 m. Westlich vom Zollhäusle liegen im Steinbruch über stellenweise gerötetem Dolomit zwei kalksteinähnliche härtere Dolomitbänke, darüber graue Schiefertone. Starkes ostsüdöstliches Einfallen der Schichten.

24. 730 m. Wo die Römerstraße über das Blatt Schwenningen hinaus nach Westen ausbiegt, westlich Dürrheim, liegt über *Trigonodus*-Dolomit grauer Ton.

25. 712 m. Wo diese Straße wieder ins Blatt eintritt, ist eine aus der Lettenkohle (wahrscheinlich über dem Anthraconit) springende Quelle.

26. 697 m. Wahrscheinlich aus der nämlichen Schicht kommt der Brunnen am Schabelhof.

27. 689 m. Am Holzplatz in Dürrheim (700 m) wurde die untere Grenze der Lettenkohle in 11 m Tiefe erbohrt.

Bei Dauchingen bildet die geologische Fläche einen Sattel, der wie der Rottweiler Sattel den Neckar gegen Osten drängt. Weiter südlich biegen die Kurven in die durch Trockentäler angegebene Richtung WSW—ONO ein, die also Längstäler darstellen. Sie haben sich in eine Schichtenmulde eingegraben.

Bei Schwenningen ist die Kurve 700 durch die größte Verwerfungsspalte des Gebiets unterbrochen. Daß die veränderte Richtung des Streichens aber keine Folge der Verwerfung sein kann, zeigt sich an der Kurve 730, die von der Spalte unberührt bleibt. Gerade wo die Spalte die Kurve treffen sollte, liegen nahe beisammen die Punkte 11, 12, 13, durch welche der Verlauf der

Kurve sichergestellt ist. Auch SAUER hat bemerkt, daß sich die Spalte nicht bis hierher fortsetzt. Die auch im Keuperrand deutlich ausgesprochene Dauchinger Bucht entspricht der Rottweiler Bucht. Gegen die Donaueschinger Bucht biegen die Kurven in südnördliches Streichen ein. Bei Dürrheim zeigt Kurve 700 eine kleine Ausbiegung. Im ganzen Gebiet spielen Verwerfungen eine untergeordnete Rolle. Den wechselnden Richtungen der Kluftflächen habe ich besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Am häufigsten habe ich in Rottweils Umgebung die Richtung N 66° O mit Abweichungen von + 9 bis — 16° gemessen. In genannter Richtung verlaufen parallele Mulden. Annähernd senkrecht auf dieser Hauptlinie als Querbruch steht die Längsbruchlinie N 33° W mit Abweichungen von + 2 bis — 13°. Ihr folgen der Teufenbach und die württembergische Eschach bis Horgen. Die badische Eschach, die ebenfalls ein Längstal darstellt, streicht N 10° O; im unteren Eschachtal wiederholt sich diese Richtung mit Abweichungen von + 30 bis — 10°. Die zugehörige Querbruchlinie ist N 74° W mit + 6 bis — 20° Abweichung. Änderungen ein und derselben Kluftfläche können durch allmähliche Biegungen oder scharfe Knicke vor sich gehen. Häufig findet sich im Eschachgebiet die Erscheinung, daß zwei Flächen unter kleinem Winkel von 10—20° sich durchkreuzen, eine Eigentümlichkeit, die vielleicht durch Torsion hervorgerufen ist. Weitaus die meisten der Kluftflächen sind senkrecht, selten schief gestellt, was auch SAUER von den Klüften im Granit bemerkt[1].

Da die seltenen schiefen Brüche wohl der nämlichen Ursache ihre Entstehung verdanken wie die senkrechten, so ist auch bei diesen eine in der Struktur des Gesteins liegende, durch Zusammenziehung hervorgebrachte Entstehung unwahrscheinlich. Nun haben wir aber an mehreren Stellen im Neckartal und im Tal der Eschach Gelegenheit, die Grenze des Hauptmuschelkalks gegen den Dolomit der Anhydritgruppe zu beobachten, und hier zeigten sich unter der untersten Kalkbank mit einem Abbruch N 55° O Dolomitbänke mit Kluftflächen N 88° O (89°) und N 34° O (27°). Wenn nun hier, wie wohl auch an anderen Orten, die Spaltflächen im Dolomit und im Kalkstein verschieden gerichtet sind, so ist damit für den Grund ihrer Entstehung nichts bewiesen; kann doch die nämliche Ursache in verschiedenen Gesteinen verschiedene Wirkungen hervorbringen. Die Sache könnte sich aber vielleicht auch folgendermaßen verhalten: In ein und demselben Kalksteinbruch beobachtet man außer dem Hauptbruch mit annähernd aufeinander senkrecht stehenden Kluftflächen (Querbruch und Längsbruch) noch den Nebenbruch, dessen Flächen einen Winkel von 67—70° miteinander bilden. Diese Regel, die aber noch der Be-

[1] Erläuterungen zu Blatt Schramberg. p. 18.

stätigung durch eine größere Zahl von Beobachtungen bedarf, hat sich in Steinbrüchen des Trochitenkalks der Umgebung Schwenningens feststellen lassen, besonders schön im Steinbruch an der Straße Schwenningen—Villingen. Hier wurde gemessen:

Hauptbruch { N 85° O (Querbruch, Richtung des Fallens)
N 9° W (Längsbruch, Richtung des Streichens)

Nebenbruch { N 40° W
N 27° O

An der Straße Marbach—Dürrheim

Hauptbruch { N 77° O und { N 88° W
N 21° W und N 2° O

Nebenbruch { N 17° O
N 53° W

Neckartal zwischen Deißlingen und Dauchingen

Hauptbruch N 85° O und N 81° O

Nebenbruch { N 27° O
N 40° W und N 51° W.

Wie nun in ein und demselben Gestein der Nebenbruch an Stelle des Hauptbruchs treten kann, so ist dies auch beim Wechsel von Kalkstein und Dolomit möglich; ob es in den angeführten Fällen zutrifft, bleibe einer näheren Untersuchung vorbehalten.

In einem Steinbruch (*Nodosus*-Kalk) zwischen Hankenberg und Weilerwald hat sich feststellen lassen, daß auch hier der Hauptbruch N 33° W auf der Richtung des Streichens senkrecht steht. Für Rottweils Umgebung habe ich gezeigt, daß in vielen Fällen Längsbruch und Querbruch in der Richtung des Streichens und Fallens verlaufen, wenn auch der genaue Nachweis bei dem raschen Wechsel dieser Richtungen in jedem einzelnen Fall schwierig ist. Dieser Wechsel ist bei den vielen kleinen Verwerfungen, Krümmungen, der Zersplitterung in viele kleine Schollen weit häufiger, als er in den geologischen Kurven zum Ausdruck kommt. Der Lettenkohle kommt bei Schwenningen wie bei Rottweil eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10 m zu. Merkwürdig ist der Unterschied in den nur 500 m voneinander abstehenden Bohrlöchern auf Steinsalz. In zweien wurde die normale Mächtigkeit 10 und 13, in den anderen 3 und 3,5 m festgestellt[1]. Vielleicht hängt dies mit der Schwierigkeit der Abgrenzung der Lettenkohle gegen den Keuper zusammen. Da sich manche Versteinerungen in den Keuper hinaufziehen, scheint es eine natürliche Grenze nicht zu geben. Anderseits zieht sich der Gips in die Lettenkohle hinab. Die Zugehörigkeit der an der Grenze auftretenden Zellendolomite ist unsicher, wenn man sie mit ZELLER von den seltenen

[1] A. SAUER, Erläuterungen zu Blatt Dürrheim, p. 19.

Versteinerungen abhängig macht. Da wo die Zellen von grasgrünen Mergeln ausgefüllt sind, stellen sie eine ursprüngliche Bildung dar, deren Zugehörigkeit zum Keuper außer durch die grüne Farbe durch ihre Lage über dem Grenzdolomit gekennzeichnet erscheint. An anderen Stellen dürften die Zellendolomite durch Auslaugung des Gipses entstanden sein, der wiederholt unmittelbar über der Grenzbank anstehend getroffen wird. Die Unsicherheit wird noch vermehrt, wenn ENGEL[1] schreibt: „Bei Rottweil und in der Wutachgegend geht die Lettenkohlenformation noch etwas über den Grenzdolomit hinaus; denn etliche Meter über dem letzteren trifft man dort eine durch Fossilreichtum ausgezeichnete Bank *(Pseudocorbula* und *Gervillia)*." Und wenn ZELLER die *Corbula*-Bank vom Linsenberg südlich Rottweil erwähnt, ohne deren Identität mit der von HAAG aus dem unteren Keuper beschriebenen zu betonen. Der Grenzdolomit sollte stets als Grenze angesehen werden. Er zeigt sich z. B. im Bachbett des obersten Neckars, der also beim sogen. Neckarursprung keinen „Lettenkohlenhügel", sondern Keuper durchfließt[2].

Unter der Lettenkohle folgen wie bei Rottweil 30 m *Trigonodus*-Dolomit und 40—50 m Hauptmuschelkalk. Die Anhydritgruppe wechselt zwischen 80 und 50 m, die letztere Mächtigkeit habe ich mit Zuhilfenahme der Höhenkurven am Ausgehenden bei Horgen gemessen, ebenso das Wellengebirge mit 50 m. Im Bohrloch bei der mittleren Mühle bei Schwenningen, das 1896 von einer Privatgesellschaft gestoßen worden, hat man 54 m gefunden[3]. Das jüngste Bohrloch bei der Bärenbrauerei hat in 78 m Tiefe den Dolomit der Anhydritgruppe erreicht, nachdem 10 + 30 + 40 m vorausgesagt worden (s. Punkt 17 p. 3). Bei 9,75 m kam Wasser aus der Lettenkohle, das bei 12,8 m plötzlich versank. In der Tiefe von 63 m kam wieder Wasser und füllte das Bohrloch bis 33 m; der Wasserspiegel blieb auf 29—35 m, solang er während eines Jahres beobachtet worden ist. Beim Probepumpen senkte er sich auf 54 m und blieb hier bei einer Leistung von 5 Sekundenlitern stehen. Die in etwa 70 m Tiefe befindliche Pumpe kann das Bohrloch auch bei Entnahme von mehr als 5 Sekundenlitern nicht entleeren. Da die aus den Spalten des Hauptmuschelkalks eindringenden Wasser bei trockenem und nassem Wetter ein wenig verändertes Niveau einhalten, so scheint es, daß die Spalten in weitem Umkreis von Wasser erfüllt sind. Die stärksten Quellen des oberen Neckartals, die Keckbrunnen bei

[1] Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 1908. p. 139.

[2] SCHLENKER, Geologisch-biologische Untersuchungen von Torfmooren. Stuttgart 1908. p. 19.

[3] ECK, Mitt. der Großh. Bad. geol. Landesanst. 2. Ergänzung zum 1. Bd. 1898. p. 237—238.

Dauchingen, die Rottweiler Stadtquelle und die starken Quellen des Eschachtals entspringen der nämlichen Wasserschicht, der Grenze des Muschelkalks gegen die Anhydritgruppe. Einem großen Einzugsgebiet entsprechend liefern sie viel Wasser. Daß manchmal große Wassermengen in den Spalten des Hauptmuschelkalks zirkulieren, ist eine Tatsache, die sich bei den Schachtbauten am oberen und unteren Neckar in unangenehmster Weise fühlbar machte. Die Zirkulation geschieht aber nicht ungehemmt, wie die Stauung in dem Bohrloch der Bärenbrauerei zeigt. Die Wasserschicht hat von dort (630 m) bis zu den Keckbrunnen (617 m) im Neckartal unterhalb Dauchingen noch ein Gefäll von reichlich 10 m. Da Endriss für den „Tiefengrundwasserspiegel“ von Schwenningen 600 m annimmt, so braucht er das größere Gefäll nach Rottweil, wenn er schreibt[1]: „Außer dem südlichen rheinischen Gebiet sind auch zum nördlichen rheinischen Bereich (Neckar unterhalb Rottweil) Abzüge vom Donaubereich anzunehmen (Höhlenbildungen im Untergrund von Schwenningen, tief unter den obersten Neckar reichend, mit Tiefengrundwasserspiegel bis zu 600 m Meereshöhe!).“ Diese Annahme stützt sich nach einer mir von Herrn Endriss gemachten Mitteilung auf Beobachtungen, die von Alberti bei den Bohrungen auf Steinsalz gemacht worden sind. Eines der Bohrlöcher mußte wegen des tiefen Standes des „Horizontalwassers“ in rund 600 m Höhe aufgegeben werden. In anderen hat er Hohlräume gefunden, die teils im Hauptmuschelkalk, teils im Salzgebirge liegen. Solche Hohlräume zeigen aber nichts Auffallendes und zu ihrer Erklärung braucht man wohl nicht anzunehmen, daß die Breg am Bruggener Rain (mittlerer Muschelkalk, 703 m, westlich Donaueschingen) Wasser nach dem Neckar bei Rottweil sende.

Fossilführender „Röthidolomit“.

Von **W. Paulcke**.

Mit 1 Textfigur.

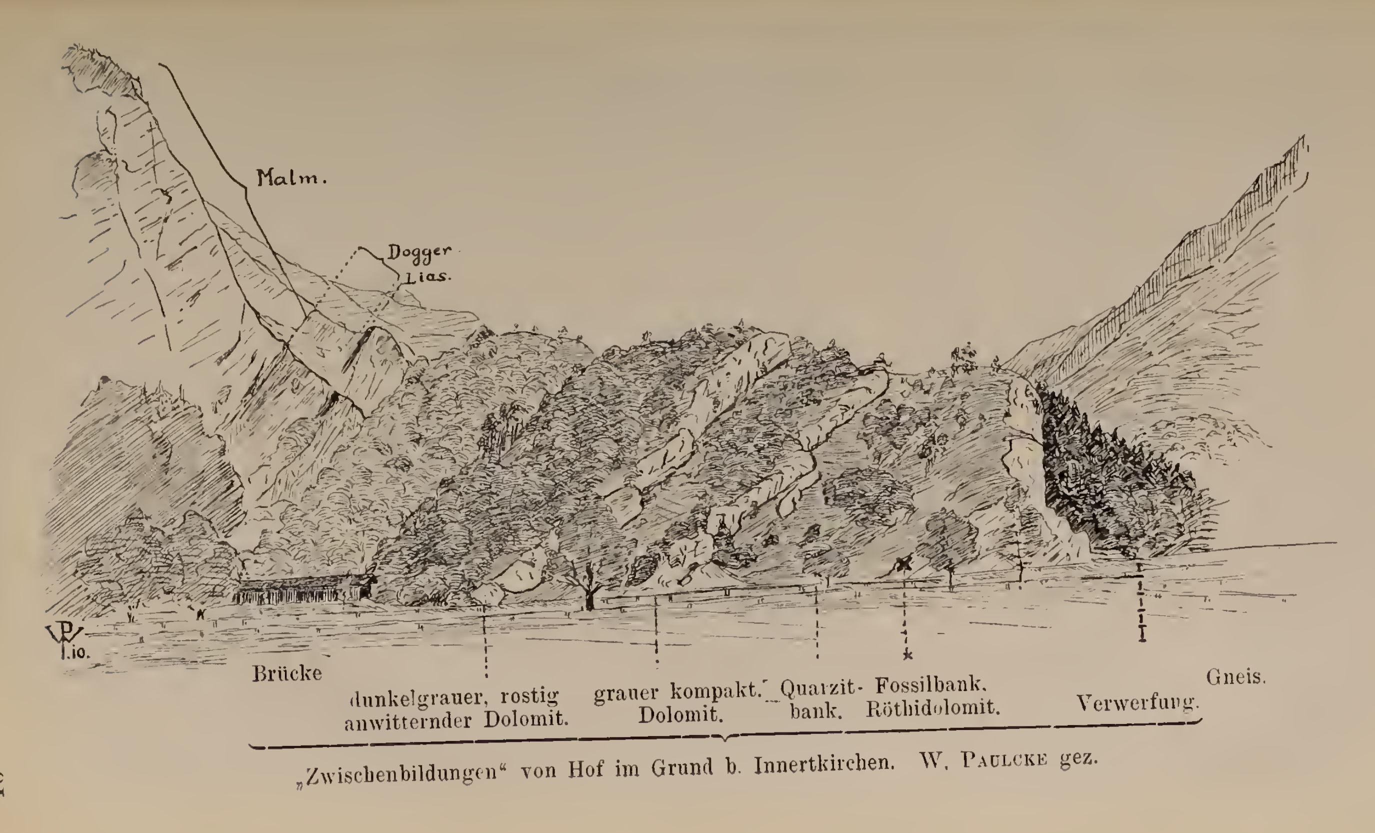
Über die Stellung helvetischer „Zwischenbildungen“ sind die Meinungen der Autoren noch heute nicht einig. Die einen wollen diese Schichtgruppe ganz oder zum Teil dem Perm zuweisen, die anderen sehen in ihr die gesamte Trias vertreten.

Mangel an jeglichen Fossilfunden gestattete keine einwandfreie Entscheidung.

Als Renevier[2] im Dent du Morcles-Gebiet am Grande-Eau

[1] K. Endriss, Die rheinische Donau. Naturw. Wochenschrift 1908. p. 105.

[2] Renevier, E., Monographie des Hautes-Alpes Vaudoises. Beitrag z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. XVI. 1890. p. 130 31.



„Zwischenbildungen“ von Hof im Grund b. Innertkirchen. W. Paulcke gez.

eine dunkle, mergelig-kalkige Lumachelle entdeckte und sie für Rhät erklärte, war wenigstens das Vorhandensein dieses obersten Triashorizontes für das helvetische Gebiet sehr wahrscheinlich gemacht.

Das Rhät vom Nievenpaß, über welches LUGEON[1] berichtete, ist durch Fossilfunde einwandfrei festgestellt.

Im Lauterbrunnentale fand GERBER[2] Rhät mit *Avicula contorta* und nach ARBENZ[3] sind 2—3 dunkle, graue Kalkbänke mit zahlreichen Muscheln im Gebiet des Jochpasses gleichfalls dem Rhät zuzuschreiben.

Mit diesen Funden ist alles aufgezählt, was jemals in der helvetischen Trias an Fossilfunden gemacht wurde. Stratigraphisch fixierbar war also im helvetischen Faziesgebiet nur das Rhät.

Den übrigen Teil der Zwischenbildungen teilt man mit ALB. HEIM in:

Oben: Quartenschiefer: Glatte gelbliche, grüne, rötliche, violette Tonschiefer, z. T. Quarzitschiefer und Quarzitbänke darin. 0—60 m.

Darunter Röthidolomit. grau, weingelb, rostgelb, staubig anwitternde, hell-dunkelgraue, zähfeste, dichte dolomitische Kalke und Dolomite, Zellendolomite und Rauhwacken. 15—60 m.

„Sockelschichten“ des Röthidolomits mit quarzitischen Einlagerungen.

In meinen Vorlesungen über Alpengeologie pflegte ich mit anderen seit Jahren die Sockelschichten etwa als Äquivalent des Buntsandsteins, den Röthidolomit als Muschelkalk, und die Quartenschiefer als Vertreter des Keupers zu betrachten.

Petrographische Vergleiche ließen speziell die Parallelstellung von Röthidolomit mit Muschelkalk und vom Quartenschiefer mit unseren bunten Keupermergeln recht wahrscheinlich erscheinen, wenn man die starke dynamische Bearbeitung, die diese Schichten in den Alpen erlitten, mit in Betracht zieht.

Gelegentlich einer geologischen Exkursion mit den Studierenden der Technischen Hochschule Karlsruhe beging ich am 27. Juni d. J. auch das bekannte von BALTZER[4] beschriebene und ab-

[1] LUGEON, M., Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). Eclog. geol. helv. 8. 1905. No. 4 p. 422.

[2] GERBER, ED., Über das Vorkommen von Rhät in den Zwischenbildungen des Lauterbrunnentales. Mitt. d. naturf. Ges Bern. 1907.

[3] ARBENZ, P., Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Eclog. geol helv. 9. 1907. p. 468—469.

[4] BALTZER, A., Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Lief. XX. 1880. p. 38/39.

gebildete[1] Profil der „Zwischenbildungen" von Hof im Grund bei Innertkirchen, das schon Hunderte von Geologen besucht haben dürften.

Nachdem ich die Studenten an dem ganzen Profil verteilt, über die Wichtigkeit von Fossilfunden in dieser Serie genügend instruiert, und eine entsprechende Belohnung ausgesetzt hatte, begann ein emsiges Klopfen, und nach wenigen Augenblicken brachte mir stud. ing. Sturm den ersten Rest eines Zweischalers. Nun wurde die etwas tonige dolomitische Bank systematisch verfolgt, und binnen kurzer Zeit konnte eine recht hübsche kleine Zweischalerfauna ans Tageslicht gebracht werden. Als erstes einwandfrei bestimmbares Fossil fand stud. ing. Zahs eine *Myophoria.*

Die in Rede stehende Fossilbank schließt den „Röthidolomit" (Schicht 8 von Baltzer), welcher durch einen Steinbruch auf der Seite von Hof im Grund aufgeschlossen ist, nach oben ab; sie liegt dicht unter der Vegetationsdecke und grenzt an den Weg zur gedeckten Brücke, welche über den aus dem Nessental kommenden Bach führt.

Die Zweischalerbank ist etwa 20 cm mächtig, durch feine gelbe tonige Schichtbeläge abgegrenzt und überdies deutlich durch reichliche Stylolithenbildung gekennzeichnet.

Die kleine, nicht allzuschlecht erhaltene Zweischalerfauna läßt ihre Zugehörigkeit zum Muschelkalk erkennen und zwar zu solchem von durchaus germanischem Typus.

Es fanden sich u. a. eine *Myophoria* cf. *vulgaris,* eine *Gervillia* und eine Anzahl kleiner Zweischaler, welche der kleinen *Nucula gregaria* Münst. gleichen.

Jedenfalls dürfte der Fossilfund völlig genügen, den Röthidolomit fortan mit Sicherheit dem Muschelkalk zuzuweisen, und die Ausdehnung des germanischen Triasmeeres bis in das helvetische Gebiet sicherstellen. Anklänge an die Triasfaunen der exotischen Decken, bezw. südlicher oder östlicher Gebiete fanden sich nicht.

Die höheren Dolomitbänke dürften demnach weitere Glieder der mittleren Trias darstellen, und eine weitere Schlußfolgerung ergibt sich wohl von selbst, daß nämlich die (z. T. im helvet. Gebiet allerdings fehlenden) Quartenschiefer dem Keuper zugehören, und daß wahrscheinlich die quarzitischen Sockelschichten dem Buntsandstein entsprechen.

Jedenfalls verlohnt es sich, den hier auch petrographisch leicht erkennbaren Fossilhorizont nun auch in anderen Gebieten der helvetischen Trias zu suchen.

---

[1] Zuletzt in: Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Ein geologischer Führer von A. Baltzer. Berlin 1906. p. 138.

Wenn auch vielleicht einmal ähnlich aussehende Dolomite im Gebiet der „Bündnerschiefer“, oder gar der ostalpinen Decke später durch Fossilfunde als Muschelkalk erkannt werden, so halte ich doch einstweilen ihre Benennung als „Röthidolomit“, wie das bisweilen geschieht, nicht für wünschenswert, weil mit dieser Bezeichnung falsche Vorstellungen erweckt werden können.

Die Dyas ist demnach im Gebiet helvetischer Fazies auf den Verrucano und seine Dolomiteinlagerungen zu beschränken und darf nicht mehr mit dem triadischen Röthidolomit in Beziehung gebracht werden.

Eine weitere Bearbeitung des in Rede stehenden Profils mit Abbildung der Fossilien wird anderweitig von mir erfolgen.

Knochen von Rhinoceros antiquitatis mit deutlichen Spuren menschlicher Bearbeitung.

Von stud. med. Dr. **R. Kowarzik**, Prag, Geolog. Institut.

(Mit 1 Abbildung.)

Ein größeres Material fossiler Knochen aus dem Elblöß Nordböhmens[1] wies auch zahlreiche Reste von *Rhinoceros antiquitatis* auf. Sonderbarerweise waren fünf Humeri dieser Art ganz oder doch größtenteils ausgehöhlt. Was die Sache noch auffallender gestaltete, war der Umstand, daß vier Exemplaren beide Epiphysen fehlten. Sie waren, wie untrügliche Schlagmarken bewiesen, nicht etwa durch Transport abgerieben, sondern mit Werkzeugen abgeschlagen worden. Was mochte dieses Vorgehen für einen Zweck verfolgt haben? Die Frage war nicht schwer zu beantworten.

Durch das Abtrennen der Epiphysen wurde der gesamte Markraum der mächtigen Knochen freigelegt, wie man aus der Abbildung deutlich ersehen kann. Der betreffende Mensch vermochte auf diese Weise den ganzen oberen Teil des Humerus auszukratzen. Wenn die Höhlung schon zu tief wurde und das Hervorholen des Markes Schwierigkeiten bereitete, wurde der Knochen umgedreht und nun von der anderen Seite in Angriff genommen. Der Feinschmecker scheint aber bereits ganz vorzügliche osteologische Kenntnisse besessen haben; darauf muß man wenigstens aus der ganzen Art und Weise, wie der untere Markraum eröffnet wurde, schließen. Das betreffende Individuum wußte ganz genau, daß der äußere und innere Gelenkskopf so gut wie

[1] Die Objekte befinden sich in der geologischen Sammlung der landwirtschaftlichen Akademie in Tetschen-Liebwerd und wurden mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Dr. J. E. Hibsch zur Verfügung gestellt.

gar kein Mark enthalten. Deshalb nahm es sich nicht erst viel Zeit, diese aufzuschlagen, sondern bohrte mit einem Gesteinsstück den Humerus an der Stelle an, wo der Markraum nur eine geringe Knochendecke besitzt. Diese Stelle liegt in der Fossa olecrani, und zwar mehr dem inneren Gelenkskopf (Condylus internus) genähert. Ein Blick auf die vorliegenden Knochen zeigt uns deutlich die Sachkenntnis des betreffenden diluvialen Menschen.

War nun einmal die untere Markhöhle angebohrt[1], dann kratzte der Mensch immer weiter, bis er die Verbindung mit der ersten von ihm erzeugten Aushöhlung erreicht hatte. Hatte er derartig das gesamte Mark sich zu Gemüte geführt, dann wurde der Knochen fortgeworfen. Ich möchte noch erwähnen, daß alle Oberarmknochen, um die es sich hier handelt, oben nach einer



Knochen von Rhinoceros.

ganz charakteristischen schiefen Linie abgeschlagen sind. Wenn man einen ganzen Humerus nach dieser Richtung hin untersucht, findet man, daß die genannte schiefe Linie der Begrenzung der oberen Markhöhle entspricht. Oberhalb dieser Linie wird das Spongiosageflecht derartig mächtig, daß fürs Mark nur wenig mehr Platz übrig bleibt, eine Tatsache, die der diluviale Mensch aus Erfahrung erkannt zu haben scheint.

Die einzelnen Stadien des geschilderten Vorganges sind vorzüglich an den abgebildeten vier Knochen zu sehen. Das Stück No. 56 aus der Ziegelei Reiser in Großpriesen ist im unteren Teile noch völlig unversehrt. Der obere Teil zeigt die ersten Anfänge der Erweiterung der Markhöhle. Man kann sich sehr gut das Steininstrument vorstellen, das die konische Höhle erzeugte. Weiter ist schon der Vorgang bei No. 260 a aus Rosawitz gediehen. Da

[1] Die ganze Art dieser Löcher legt die Ansicht nahe, daß der Mensch zunächst ein spitzes Gesteinsstück in den Knochen trieb und dann die so erreichte Öffnung durch Drehen des Instrumentes verbreiterte und zugleich vertiefte.

ist die obere Markhöhle bereits ganz ausgekratzt; von unten ist der Mensch außerdem soweit eingedrungen, daß nur eine ganz schwache Wand von spongiösem Knochengewebe die beiden Hohlräume trennt. Ein weiteres Stadium stellt No. 4 aus der Umgebung von Saaz vor. An diesem Stück ist zwar schon die Verbindung der beiden Markräume vollzogen. Aber es macht den Eindruck, daß der Mensch nicht mehr besondere Ausbeute erwartete und deshalb der weiteren Bearbeitung Einhalt tat. Mehr ausgehöhlt ist No. 620 b aus Rosawitz und bei No. 48 aus Unterweiher scheint ein besonders hungriges Individuum beteiligt gewesen zu sein, das jede Spur von Markgewebe auskratzte, so daß eigentlich vom ganzen Knochen nur eine dünnwandige Röhre übrig blieb.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß auf No. 620 b eine große Zahl von geraden und krummen Linien zu sehen ist, die man — allerdings mit einem Fragezeichen — ebenfalls als Spuren einer Bearbeitung durch Menschenhand auffassen könnte.

Bemerkungen zu K. Deninger: „Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken."

Von **L. Krumbeck.**

In einer kürzlich erschienenen Notiz beschäftigt sich K. Deninger[1] u. a. auch mit der Frage nach dem geologischen Alter der Mergelkalke und Schiefer im nordwestlichen Buru, die ich im folgenden kurz als *Neotibetites*-Schichten bezeichne. Deninger setzt hier zunächst auseinander, daß sich die Frage nach dem Alter der letzteren auf geologisch-stratigraphischer Grundlage infolge der komplizierten, zumeist durch eine dichte Vegetationsdecke verhüllten Lagerungsverhältnisse vorläufig nicht entscheiden lasse. Er erwähnt ferner, daß ich mich auf Grund der vorläufigen Untersuchung der Fauna für ihr obertriadisches Alter ausgesprochen habe[2]. Soweit hat Herr Deninger objektiv berichtet.

Als unzutreffend aber muß ich hier die schon von Herrn G. Boehm[3] geäußerte Ansicht bezeichnen, daß Herr Boehm die besagte Fauna auf Grund der Zweischaler seinerzeit irrtümlicherweise in die obere Kreide gestellt habe, wozu bekanntlich

[1] Deninger, Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. **2.** p. 1—15.

[2] Krumbeck, Kurze vorläufige Mitteilung. Dies. Centralbl. 1909. p. 561—562.

[3] G. Boehm, N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. p. 162. Auf diese und andere in der Notiz enthaltenen Irrtümer werde ich a. a. O. zu sprechen kommen.

doch seine irrtümliche Bestimmung der Triasceratiten als Tissotien die Ursache war.

Unzutreffend ist weiter auch die von beiden Herren gehegte Meinung, auch ich hätte mich für den cretacischen Habitus der Muscheln wiederholt ausgesprochen. Aus der einzigen Mitteilung vom Mai 1909, die ich darüber veröffentlicht habe, geht vielmehr unzweideutig hervor, daß ich die letzteren ihrem Charakter nach in gleichem Maße für obertriadisch halte, wie Herrn Boehm's Tissotien.

Zu diesen Feststellungen sehe ich mich aber auch deshalb veranlaßt, damit ich nicht als unfreiwilliger Zeuge gelte für die z. T. auf die obigen Irrtümer gegründeten, meines Erachtens ganz unhaltbaren Schlußfolgerungen Herrn Deninger's.

Sein Gedankengang ist folgender: bisher wurde die Rückbildung der Lobenlinie der Kreideceratiten ganz allgemein für eine Tatsache gehalten. Man stieß sich auch nicht daran, daß ein solcher Vorgang in Widerspruch stand mit Dollo's Ansicht von der Nichtumkehrbarkeit der Entwicklung [1].

Jetzt aber sei das alles anders geworden. Haben Steinmann's Untersuchungen über *Heterotissotia* uns doch gezeigt, daß sich die Vereinigung der Merkmale dieser Gattung nur in der Gattung *Ceratites* wieder findet [2]. Wenn also, wie jetzt auf Buru, Ceratiten gefunden werden, so wisse man nun ja gar nicht mehr, ob sie der Trias oder der Kreide angehören, und da Herr G. Boehm (und im geheimen auch Krumbeck, nur will der es nicht guthaben) den Habitus der mit den Ceratiten in großer Anzahl zusammen vorkommenden Muscheln obendrein auch noch für cretacisch hielt, so fehlt uns jetzt ja jedes Kriterium zu einer Altersbestimmung der Fauna. Dafür haben wir für die Festlegung ihres geologischen Alters aber einen gewissen Spielraum gewonnen. Hat es in der Zwischenzeit wirklich irgendwo Ceratiten gegeben, so müssen sie einmal doch zum Vorschein kommen. Und dann können wir ihr stratigraphisches Alter aus dem größeren oder geringeren Grade ihrer Verwandtschaft zu Trias- oder zu Kreide-Ceratiten ablesen. Tatsächlich scheinen sich die Ceratiten von Buru aber mehr den Kreideformen zu nähern.

Gegenüber diesen seltsam optimistischen Ausführungen möchte ich in Ergänzung meiner vorjährigen Notiz, da sich die Veröffentlichung der Arbeit über die *Neotibetites*-Schichten auf Buru noch etwas verzögern wird, von dem Ergebnis hier bereits mitteilen,

---

[1] Es wäre verdienstvoll gewesen, wenn uns Herr Deninger zuvor die Gültigkeit dieses auf die Erfahrungen bei einer Reihe von Wirbeltierstämmen begründeten und bisher für diese gültigen Gesetzes auch für die Ammoniten und speziell für die in Rede stehenden Formen nachgewiesen hätte.

[2] Ich werde versuchen, das Unzutreffende der Beweisführung von Steinmann a. a. O. eingehend darzulegen.

daß sich die Fauna im wesentlichen aus Elementen der unteren Norischen Stufe zusammensetzt. Die *Neotibetites* führenden Asphaltschiefer des Sifu-Flusses (Bara-Bai) stelle ich ebenfalls in die untere Norische Stufe. Sie sind wahrscheinlich die Äquivalente der Seefelder Asphaltschiefer im Liegenden des Hauptdolomits der nordöstlichen Inntaler Alpen. Auch die Athyriden-Kalke von Jillu I im Misol-Archipel gehören allem Anschein nach abweichend von WANNER's[1] vorläufigem Ergebnis nicht in das Rhät, sondern in die untere bezw. mittlere Norische Stufe.

Erlangen, 2. Dezember 1910.

Nochmals Herr Olbricht!

Von **C. Gagel.**

Herr Dr. OLBRICHT hat vor etwa einem Jahr in der Geographischen Zeitschrift einen Aufsatz über Schleswig-Holstein veröffentlicht, der zugestandenermaßen auf den Ergebnissen zweier Exkursionen (und auf Angaben der vorhandenen Literatur) beruht. Ich habe in einer besonderen Arbeit (Zur Geologie Schleswig-Holsteins, Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1909) nachgewiesen, daß die 23 Behauptungen des Herrn OLBRICHT in jenem Aufsatz zum größten Teil (13) nachweisbare und nachgewiesene tatsächliche Unrichtigkeiten sind (Punkt 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 22 meiner Arbeit), im übrigen allen unseren bisherigen Erfahrungen widersprechen und durch nichts bewiesen, ja nicht einmal halbwegs wahrscheinlich gemacht sind.

In No. 14 dies. Centralbl. (1910) sucht Herr OLBRICHT diese meine für ihn wenig erfreulichen Feststellungen abzuschwächen, sucht den Eindruck zu erwecken, daß es sich hier „in der weitaus größten Mehrheit der Fälle" — **10** von **23** — nur um abweichende Meinungen handelt, unterstellt mir, daß ich es als Literaturunkenntnis bezeichne, „wenn man es wagt, Profile umzudeuten und nicht kritiklos die in der Literatur niedergelegten Anschauungen wiederzugeben" und unterstellt, daß ich aus persönlicher Gereiztheit mich zu so „ungewöhnlichen Ausfällen" habe hinreißen lassen, behauptet endlich zum Schluß, daß „sogen. tatsächliche Unrichtigkeiten — wie sich aus Vorstehendem ergibt — in seiner Arbeit glücklicherweise nicht vorkommen".

Hiezu habe ich zu bemerken, daß Herr OLBRICHT trotz eifrigsten Bemühens es doch nur fertig bekommen hat, gegen 7 von den 13 nachgewiesenen tatsächlichen Unrichtigkeiten — nämlich Punkt 7, 1, 2, 4, 6 und 5, sowie 13 — überhaupt etwas vor-

[1] Beiträge zur geologischen Kenntnis der Insel Misol. Zeitschr. d. k. niederl. Gesellsch. f. Erdkunde. 2. Ser. 27. 1910. p. 482.

zubringen; die anderen übergeht er stillschweigend, erkennt sie somit wohl an. Bei Punkt 1 bleibt die nachgewiesene tatsächliche Unrichtigkeit bestehen, Herr Olbricht entschuldigt sich nur damit, daß in einem anderen Buch dieselben Unrichtigkeiten vorkommen. Bei Punkt 2 leugnet Herr Olbricht erstlich schlankweg ab, geschrieben zu haben, was p. 317 seiner Arbeit wörtlich gedruckt steht, „nördlich der Elbe keilen Turon und Cenoman anscheinend aus“ und sucht mir außerdem nachzuweisen, daß das Turon nicht bewiesen sei und ich eine Möglichkeit als Gewißheit hingestellt hätte. Wenn Herr Olbricht sich die Mühe geben wollte, dies. Centralbl. 1906. p. 277—278 nachzulesen, wird er finden, daß bei Heide mehrfach *Inoceramus labiatus* und *I. Brongniarti* erbohrt sind, die nach einer ziemlich verbreiteten Ansicht doch immerhin etwas für Turon beweisen; so etwas nenne ich Literaturunkenntnis!

An derselben, Herrn Olbricht offenbar unbekannten Stelle wird er auch den vermißten Nachweis für Punkt 5 finden, bei dessen „Widerlegung“ Herr Olbricht mich im übrigen auch wieder genau das Umgekehrte sagen läßt von dem, was ich deutlich und unzweifelhaft verständlich habe drucken lassen.

Die versuchte Widerlegung meiner Angaben zu Punkt 4 wird jedermann, der Zahlen lesen kann, so schon als Bestätigung meiner Angaben auffassen, abgesehen davon, daß nicht 240, sondern nur etwas über **150** m (etwa 540—690 m Teufe) kalkreiches Eocän vorhanden sind, also noch wesentlich weniger, als Herr Olbricht angibt. Bei der Widerlegung meiner Angaben zu Punkt 6 hilft sich Herr Olbricht sehr einfach so, daß er die Hauptsache, das von mir absichtlich gesperrte Wort posttertiäre (Grabenbrüche) glatt unterschlägt. Daß es in Deutschland Grabenbrüche gibt, ist nicht neu; daß in Schleswig-Holstein nordsüdlich verlaufende, **posttertiäre** Grabenbrüche die Ursache für die tiefen Lagen einzelner Diluvialvorkommen sind, dieses ist eine tatsächliche Unrichtigkeit! — nach dem Stande der jetzigen Forschung —, schon weil an den betreffenden Stellen die Oberfläche tischplatt ist und wir über die Richtung und Erstreckung dieser tiefen Diluvialschichten gar nichts wissen!

Die von Herrn Olbricht als Gegenargument hervorgeholten, von mir mit der größten Vorsicht angedeuteten Hinweise auf mögliche Krustenbewegungen südlich von Lübeck sind erstens von mir als vielleicht mögliche Ursachen angedeutet, zweitens sind es Dinge, die NO—SW streichen, drittens sieht man diese Dinge, während man die posttertiären N/S-Gräben nicht sehen kann!

Bei Punkt 13 beschwert sich Herr Olbricht, daß meine Gegenbeweise sich auf Gebiete beziehen, die auf seiner „Karte“ gar nicht als interglaziale Höhen gezeichnet sind; da habe ich mich

allerdings an seinen Text gehalten; wenn der (allerdings auf der „Karte“ nicht verzeichnete) Höhenzug von Süderstapel nicht eine von den „Höhen des Westens“ ist, „die das Relief beherrschen“, dann weiß ich nicht, was Herr Olbricht mit diesen Höhen sonst meint; die wenigen auf der „Karte“ dargestellten „älteren Höhen“ liegen ausgerechnet an solchen Stellen, von denen wir noch gar nichts wissen und von denen auch Herr Olbricht keine neuen Tatsachen bringt, sondern nur unbewiesene Behauptungen. Punkt 7 richtet sich gegen das, was Herr Olbricht in Lübeck gesprochen hat und was ich gehört habe; was Herr Olbricht nachher zu drucken für gut befunden hat, konnte ich beim Schreiben meiner Kritik nicht wissen.

Es bleibt von der Olbricht'schen Rechtfertigung also nur bestehen, daß ich bei der zweiten Hälfte von Punkt 1 mich in etwas geirrt habe, $6\frac{1}{2}$ Punkte und die übrigen 6 Punkte, gegen die Herr Olbricht klugerweise gar nichts weiter gesagt hat, bleiben also nach wie vor als tatsächliche Unrichtigkeiten bestehen! Daraufhin zu behaupten, daß „sogen. tatsächliche Unrichtigkeiten in der Arbeit glücklicherweise nicht vorkommen“, dazu gehört ein immerhin nicht gewöhnlicher Grad von Unverfrorenheit.

Was Herr Olbricht gegen die übrigen 10 Punkte vorbringt, an denen ich darauf hingewiesen habe, daß seine Behauptungen allen unseren bisherigen Kenntnissen widersprechen, so brauche ich darauf wohl nicht einzugehen. Ich möchte nur hervorheben, daß, wenn ich Herrn Olbricht eine „ganz ungewöhnliche Unkenntnis“ der Literatur vorgeworfen habe, ich damit loyalerweise den für Herrn Olbricht günstigsten Fall annehme! Falls Herr Olbricht, wie er emphatisch behauptet, aber nicht beweist, die andere Literatur, deren tatsächliche Feststellungen allen seinen Behauptungen widersprechen, wirklich kennen sollte (die Diluvialliteratur besteht aus etwas mehr als „147 Nummern“), so liegt die Sache sehr viel schlimmer; dann hat Herr Olbricht alles das, was seinen Behauptungen widerspricht — und das ist das weit Überwiegende unserer Tatsachenkenntnis —, glatt und ohne Erwähnung beiseite gelassen!

Dieser selbe Herr Olbricht, der noch an keiner Stelle den Beweis erbracht hat, daß er einwandfrei beobachtet hat, ergeht sich nun aber in andauernden unqualifizierbaren Anwürfen gegen die „mechanisch kartierenden“ Geologen, deren Feststellungen für seine Ansichten allerdings sehr verderblich sind, und hat sich nicht gescheut, dem Andenken meines verstorbenen Kollegen G. Müller in Lüneburg öffentlich in einer gänzlich ungerechtfertigten Weise zu nahe zu treten! Deshalb habe ich seine Qualifikation dazu in allerdings ungewöhnlich scharfen, aber in diesem Fall berechtigten Ausdrücken beleuchtet; mir persönlich hat Herr Olbricht

bisher (leider!) die Ehre erwiesen, meine Arbeiten zustimmend zu erwähnen; zu persönlicher Gereiztheit habe ich also gar keinen Grund.

In No. 22 dieses Centralblattes (1910) wendet sich nun Herr Olbricht gegen meine Kritiken seiner „Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide“ und behauptet z. T. dasselbe wie in seiner vorigen Entgegnung, z. T. wirft er mir vor, daß mir „jede von meiner eigenen abweichende Meinung falsch, unglaublich und unbeweisbar“ sei, daß ich die „neuen Fragestellungen“ seiner Arbeit geflissentlich übergehe und das wenige als Referat Mitgeteilte entstellt wiedergebe und daß ich an Stelle sachlicher Entgegnungen und tatsächlichen Widerlegungen versuche, einen „lästigen Gegner“ mit Redensarten zu bekämpfen.

Dazu ist zu bemerken, daß, nachdem ich in meiner vorerwähnten Arbeit in extenso den bestehend gebliebenen Nachweis geführt hatte, wie Herr Olbricht arbeitet, ich das nicht noch zum zweiten Male zu tun brauchte. Ich habe die Arbeit des Herrn Olbricht zweimal sehr ausführlich referiert (Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde in Berlin. 1910, und Centralblatt. **15.** No. 68), einmal auf fast 4, das andere Mal auf 2 Großoktavseiten. Herr Olbricht hat mir das Referat insofern ziemlich leicht gemacht, als ich nur eine größere Anzahl seiner Sätze wörtlich abzudrucken brauchte, um dem Leser einen Begriff von dieser Arbeit zu geben, bei der am Schluß schon das Gegenteil angegeben wird wie mitten drin (Wilseder Berg!!). Nachdem ich diese wörtlich abgedrukten Sätze aus der Umkleidung mit geschrobenen, nichtssagenden, bezw. unverständlichen Redensarten herausgeschält habe, was keine kleine Arbeit war, beleuchten sie allerdings wie mit einem Scheinwerfer die „Methode“ und „Ergebnisse“ des Herrn Olbricht in einer Weise, daß ihm jetzt selbst vielleicht die ganze Schönheit seines Werkes erst zum Bewußtsein gekommen ist.

Ich habe stets ganz wörtlich zitiert; ich bitte also Herrn Olbricht um den Nachweis, wo und wie ich seine Ansichten entstellt wiedergebe, es wäre auch eine fast unmögliche Aufgabe, Herrn Olbricht's Ansichten anders als mit seinen eigenen Worten wiederzugeben!

Daß ich den „geographischen“ Teil nicht besprochen habe, liegt daran, daß es nicht meine Gewohnheit ist, über Dinge zu reden, über die ich kein eigenes Urteil habe; das wird, soviel ich weiß, demnächst aber von einigen Geographen geschehen; ob zur Freude des Herrn Olbricht, bleibt abzuwarten. Was nun meine Stellung zu den „neuen Fragestellungen“ des Herrn Olbricht betrifft, so bin ich der letzte, der unsere jetzigen Ansichten über das Diluvium für unanfechtbare Wahrheit hält; ich habe selbst oft genug auf Punkte hingewiesen, die noch einer Klärung bedürfen und mit unseren jetzigen Anschauungen schwer vereinbar sind, und kenne noch mehrere solche Punkte. Wer aber unsere

Ansichten vom Diluvium reformieren will, muß zuerst doch wohl eine umfassende Kenntnis der festgestellten Tatsachen haben, und die vermisse ich eben bei Herrn Olbricht vollkommen. Deshalb habe ich von „Versuchen mit untauglichen Mitteln“ geredet.

Was nun endlich den berühmten Olbricht’schen „Laterit“ in Deutschland betrifft, so besteht das Wesen der Lateritbildung bekanntlich nach Bauer’s Forschungen (N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. Jubiläumsband) in einer Tonerdehydratbildung (es gibt auch ganz typische farblose Laterite!); die Verlehmung älterer Lösse besteht meines Wissens in einer Entkalkung; worin also die „gewisse Ähnlichkeit“ dieses Prozesses mit der Lateritisierung liegt, bitte ich mir zu erklären.

Wer im Zeitalter der Feuerwaffe mit steinzeitlichem Rüstzeug ficht, ist kein Gegner, viel weniger ein „unbequemer“ oder „lästiger“ Gegner, wie Herr Olbricht glauben machen möchte; der ist erledigt, bevor er an seinen Gegner herankommt.

Ich darf zum Schluß wohl hinzufügen, daß im letzten (X.) Heft der Hettnerschen Geogr. Zeitschrift (1910, p. 595) die Lüneburger Arbeit des Herrn Olbricht sowohl im geologischen wie im geographischen Teil von gänzlich unabhängiger Seite, nämlich durch den Geographen Braun auf Grund selbständiger Nachprüfung an Ort und Stelle einer geradezu vernichtenden Kritik unterzogen ist. Braun kommt zu demselben Ergebnis wie ich, daß in der Arbeit fast keinerlei nachprüfbare, exakte Angaben über die „beobachteten“ Tatsachen zu finden sind, daß das wenige, was von tatsächlichen Beobachtungen behauptet wird, — 4 Terrassen — nicht vorhanden und nicht zu sehen ist, daß die Parallelisierungen mit der Penck’schen alpinen Gliederung auf Grund **völlig** ungenügender Unterlagen entnommen sind etc.

Will Herr Olbricht auch gegen Braun den Vorwurf aussprechen, daß er seine Ansichten „entstellt“ wiedergibt und ihn mit „Redensarten“ bekämpft?

Damit dürften die Akten über Herrn Olbricht wohl geschlossen sein.

Berlin, 24. November 1910.

Erwiderung an Herrn C. Regelmann.

Von Hauptmann **W. Kranz**, Swinemünde.

In diesem Centralbl. 1910. p. 307 ff. hat Herr C. Regelmann gegen meine „Weiteren Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands“ (Dies. Centralbl. 1910. p. 82 ff. und 112 ff.) Stellung genommen. Hierauf erwidere ich unter Bezugnahme auf die Entgegnung von E. Fraas in den Berichten des oberrhein. geol. Ver. **43**. II. 1910. p. 77 f.:

1. Strangenberg bei Rufach.

Meine geologische Aufnahme des Strangenbergs bei Rufach (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXVI. p. 44 ff.) hatte ich auf Anraten von Herrn Bergrat van Werveke begonnen und zunächst der Direktion der Geologischen Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen zur Veröffentlichung angeboten. Sie verlangte eine Überarbeitung der Karte nebst Erklärungen und bemerkte am 7. 5. 1907 zu den Verwerfungen: „Es ist nicht gut denkbar, daß der untere Lias sich in der angegebenen Weise zwischen den Dogger einkeilt; er wird vielmehr wohl in seiner ganzen Verbreitung westlich des Doggers liegen. Die Notwendigkeit der Annahme einer Verwerfung zwischen Dogger und Oligocän nördlich von der Kapelle des Ölberges erscheint sehr zweifelhaft, und für die Annahme eines Grabens südlich von Pfaffenheim bietet die Karte keine Anhaltspunkte. Das gleiche gilt für den Schnitt 3 der Profiltafel. Der Verwerfung am Ostfuß des Strangenbergs dürfte wohl ein anderer Verlauf zukommen; wahrscheinlich wird sie sich durch Unterscheidung von konglomeratischem Oligocän und solchem, an dessen Aufbau nur Kalksandsteine und Mergel beteiligt sind, festlegen lassen. Wenn auch gar nicht daran gezweifelt werden kann, daß nach dem Rheintal hin vorgeschobene Schollen gegenüber den näher am Gebirgsrand liegenden nochmals herausgehoben sein können, die Möglichkeit, daß der Hügel von Isenburg einen Rücken darstellt, also grundsätzlich nicht von der Hand gewiesen werden kann, so greift seine Umgrenzung durch Verwerfungen den Beobachtungen doch allzusehr vor. Das Diluvium scheint hier überall gegen das Tertiär verworfen zu sein. Auch im Text werden, wenn auch für andere Stellen, Verwerfungen zwischen Konglomerat und Diluvium angenommen; obgleich diluviale Störungen sicher vorkommen, so ist doch bei der Annahme von solchen, solange sie nicht unmittelbar zu beobachten sind, Vorsicht geboten."

Hierauf erwiderte ich am 18. 5. 1907: „Meiner Überzeugung nach ist es sehr wohl denkbar, daß sich der Lias in der angegebenen Weise zwischen den Dogger einkeilt; die nordsüdliche Verwerfung ca. 250 m östlich Westhalten schneidet ihn ab. *Gryphaea arcuata* fand ich westlich und südlich derselben trotz langen Suchens nicht, einen Belemnit in unbestimmbaren Bruchstücken. Dagegen witterten hier Hauptoolithbrocken heraus. Ich halte daher an meiner Darstellung bis zum Gegenbeweis fest. Für die Annahme einer Verwerfung zwischen Dogger und Oligocän nördlich Kapelle Ölberg sprechen die analogen Verhältnisse auf der Westseite des Strangenbergs, ich habe am Ölberg auch nur eine mutmaßliche Verwerfung gezeichnet und im Text darauf hingewiesen, daß sichere Aufschlüsse zurzeit nicht vorhanden waren. Für die Annahme eines Grabens südlich Pfaffenheim spricht unter

anderem, daß ein Fluß- oder Bachgebiet dort fehlt, welches erodiert haben könnte. Daß der Verlauf der Verwerfung am Ostfuß des Strangenbergs zurzeit nicht genau festgestellt werden kann, habe ich im Text erwähnt. Insbesondere ist durch Unterscheidung von konglomeratischem und sonstigem Oligocän dort nichts zu machen, einmal wegen der fortwährenden Wechsellagerung beider (siehe Südhang Strangenberg), und dann wegen der Weinbergbedeckung. Auch am Isenburghügel habe ich nur mutmaßliche Verwerfung angenommen, die Gründe für meine Auffassung sind im Text erwähnt. Desgleichen habe ich im Osthang des Strangenbergs nur mutmaßliche Verwerfung zwischen Oligocän und Diluvium gezeichnet, im Text auf die Unsicherheit dieser Annahme hingewiesen."

Soweit die Akten. Da die Geologische Landesuntersuchung die unveränderte Veröffentlichung dieser Arbeit auf meine alleinige und ausdrückliche Verantwortung hin nicht übernehmen wollte, zog ich sie von dort zurück und reichte sie unter kurzer Darlegung des Sachverhalts der Redaktion des Neuen Jahrbuchs ein. Hier steht also Ansicht gegen Ansicht. Ich habe die meinige erst nach jahrelanger gewissenhafter Arbeit im Feld und in der Studierstube vertreten, gebe jedoch zu, daß neuere bessere Aufschlüsse das tektonische Bild zu ändern vermögen.

2. Vindelizisches Land.

Meine Kartenskizze zur geologischen Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm a. D. (Jahresh. Nat. Württ. 1905. p. 177) beruht auf einer Zusammenstellung der ganzen zerstreuten Literatur, welche mir über die Paläogeographie Süddeutschlands 1905 zur Verfügung stand und kann daher durch Fortschritte der Forschung überholt werden. Die Kammlinie des Vindelizischen Gebirges ist nach Gümbel eingetragen (vergl. p. 176, Anm. 1). Daß sie ungefähr mit der Muldenachse des schwäbisch-bayrischen Molassenlands zusammenfällt, ist mir wohlbekannt. Ich habe daraufhin ausdrücklich die ungeheure Senkung süddeutschen Landes betont (vergl. dies. Centralbl. 1908. p. 653). Ich weise hierbei auf die riesigen Zeiträume hin, welche für ein Zusammenschrumpfen des Erdballs um nur wenige Kilometer Durchmesser zur Verfügung standen, und auf die anderwärts beobachteten kilometertiefen Verwerfungen. Übrigens hat Tornquist erst kürzlich vindelizisches Land fast an der gleichen Stelle gezeichnet wie ich[1], und die Forderung von Paläontologen nach einer trennenden Barre zwischen alpiner und germanischer Trias scheint auch Regelmann dieser Annahme zugänglicher gemacht zu haben (l. c. p. 308).

[1] Geologische Rundschau 1910, Tornquist, Alpen und Apenin auf Sardinien und Korsika.

3. Buntsandstein.

Ob Buntsandstein eine Wüstenbildung ist — von rein äolischer Entstehung habe ich nie gesprochen —, darüber gehen heute die Ansichten noch auseinander. Regelmann führt nur die Bekenner einer Entstehung des Buntsandsteins in flacher See auf. Daran anknüpfend meint er: „Gegen solche Zeugnisse beweisen wohl die heutigen Verhältnisse am deutschen Nordsee- und Ostseestrand nicht allzuviel.“

Ich stelle nochmals fest: Was Regelmann für die Berechtigung des Ausdruckes Buntsandsteinmeer vorzubringen hatte, lautete: „Zum Schluß möchte ich mir noch die Möglichkeit wahren, von Buntsandsteinmeer zu sprechen. Ein zweimaliger Aufenthalt auf der Nordseeinsel Langeoog hat mich belehrt, daß Meeresniederschläge und Dünenbildungen — an dem flachen Strande — innerhalb weniger Stunden abwechseln“ (dies. Centralbl. 1909. p. 54). Die wissenschaftliche Unhaltbarkeit dieses Satzes glaube ich nachgewiesen zu haben.

4. Donauabbruch [1].

Was ich an Beobachtung über tatsächlich vorhandene Spaltensysteme in der Donaulinie zusammengestellt habe, läßt sich nicht abschwächen, ebenso wie die übereinstimmenden Literaturangaben über die bedeutende Sprunghöhe des Verwerfungssystems am Hochsträß und die Berücksichtigung des Gefälles bei deren Berechnung. Ich hoffe, Regelmann wird dies System mit mehr als 100 m Sprunghöhe in die angekündigte 8. Auflage seiner schönen geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands eintragen. Als Anhalt kann die Skizze von Mahler und Müller dienen (Jahresh. Nat. Württ. 1907. p. 368).

Regelmann hält meine Forderung für stark theoretisch, den Schichtenfall in einem größeren Gebiete nicht bloß zu errechnen, sondern auch mit Bergkompaß und Neigungsmesser strikte nachzuweisen. Daß ein solcher Nachweis möglich ist, habe ich selbst bei meiner eingangs erwähnten Aufnahme des Strangenbergs gesehen (vergl. die zahlreichen Messungen des Streichens und Einfallens auf kleinem Gebiet, sowie p. 57, Anm. 4). Die Verarbeitung errechneten Schichtenfalls in topographischen Blättern beweist gegenüber der sorgfältigen geologischen Beobachtung wenig. Die „vormiocäne Peneplaine“ war, wie ich hervorhob, eine unregelmäßige Denudationsfläche. Eine solche kann ebensogut auf Treppenbrüchen wie in einer flachgeneigten Tafel entstehen, und ob Treppen- oder Schichtenfall vorhanden ist, kann nur durch geologische Aufnahme festgestellt werden, nicht aber durch Rechnung

[1] Vergl. hierzu besonders den eingangs genannten Aufsatz von E. Fraas: Donaubruchlinie und Vorries.

Der Grad des geologischen Gefälles ist dabei gleichgültig und ebensowenig sind „50 m hohe Verwerfungen“ erforderlich: Treppenbrüche sehr geringen Ausmaßes können sich zu großen Wirkungen summieren. Bezüglich der Fehler sei auf die Berechnung des Schichtenfalls nach ungleichwertigen Horizonten hingewiesen.

Ich bestreite keineswegs, daß an vielen Stellen der Alb Schrägstellung vorhanden sein mag. Nur soll das erst einwandfrei durch geologische Aufnahme nachgewiesen werden. Das ist aber nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung nicht der Fall und die bisherigen Berechnungen reichen zu einem Nachweis noch weniger aus, da ihre stratigraphischen Grundlagen häufig nicht stimmen.

Schließlich ist auch der Hinweis auf ein Fehlen mächtiger Geröllablagerungen am Donautalrand ohne Beweiskraft gegen ein Bruchsystem. Sie hätten sich sonst auch bei Entstehung dieses Talrandes durch Erosion bilden müssen, konnten aber bei der reißenden Strömung der Donau keine große Mächtigkeit erlangen. Übrigens finden sich dort auch ältere Schotter[1].

5. Tektonik.

Wir stehen beim Vorries wie in tektonischen Fragen überhaupt auf verschiedenem Boden. Regelmann hält isostatische Hebung, Aufpressung von Massengebirgen für möglich, ich halte sie für unmöglich, und die gegenteilige Anschauung von van Werveke, Penck u. a. vermögen mich nicht schwankend zu machen. Überall, wo ich bis jetzt ein größeres Gebiet eingehend in Natur und Literatur zu studieren Gelegenheit hatte, überall bot sich mir gegenüber der Ansicht zahlreicher Geologen und Geographen die Möglichkeit, seine Entstehung ohne die Annahme selbständiger Hebung größerer Schollen zu erklären. Nur wo kräftige Erscheinungen von Seitendruck tatsächlich beobachtet sind, kann meines Erachtens auch Hebung vorhanden sein. Die Anzeichen von tektonischem Zusammenschub in Süddeutschland, ausgenommen das Ries, sind aber so schwächlich im Vergleich zu denen des Faltenjura, der Alpendecken usw., daß ich dort weder Hebung noch alpinen Schub, sondern lediglich die Folgen von riesigen Einbrüchen zu erkennen vermag. Ich stehe dabei vollkommen auf dem Boden der Kontraktionslehre in ihren äußersten Konsequenzen. Von diesem Standpunkt aus erklären sich auch die von Regelmann kürzlich beschriebenen Anzeichen von Seitenschub bei Ebingen (Blätter d. Schwäb. Albvereins 1909. p. 46 ff.) meiner Ansicht nach ohne weiteres durch Verengerung des horizontalen Raumes beim Einsinken eines so großen Schollengebietes wie Süddeutschland; sie sind ein Seitenstück zu den Zeichen von Zusammenschub

[1] Dietrich, N. Jahrb. f. Min. etc. 1904. Beil.-Bd. XIX. (Älteste Donauschotter etc.) — Kranz, Jahresh. Nat. Württ. 1905. p. 199. — Engel, Geogn. Wegw. Württ. 1908. p. 568.

an den Vogesen (vergl. dies. Centralbl. 1907. p. 496). Es entspricht der heutigen Lehrmeinung, von Emporwölbung des Schwarzwaldes, der Alb usw. zu reden, ohne die einwandfreie Begründung wie eine solche Hebung geophysikalisch denkbar sein soll. Ich habe in zahlreichen Schriften[1] Beweismaterial gegen diese Anschauungen niedergelegt und ausführlich begründet, wie ich mir die tektonische Geschichte Süddeutschlands denke, und ich darf wohl die Hoffnung aussprechen, daß etwaige künftige Einwände gegen meine Anschauungen mit objektiver Begründung erfolgen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Jahresversammlung am 15. November 1910 unter dem Vorsitz von Prof. W. J. Lewis, F. R. S.

J. H. Collins: Weitere Mitteilungen über Holzzinn. Man nimmt gewöhnlich an, daß Holzzinn, das immer eine nicht ganz geringe Menge Eisenoxyd enthält und daher löslicher ist als gewöhnlicher Zinnstein, eine glaskopfartige Form des letzteren ist; dem Kugelzinn ist ein konkretionärer, der traubigen Form ein stalagmatischer Ursprung zuzuschreiben.

J. M. Coon: Über die Umwandlung des Feldspats der Granite in Kaolin. Der Vorgang hat stattgefunden im Innern der Erde, nahe der Oberfläche, unterhalb des Grundwasserspiegels; die Austrittspunkte des Wassers sind immer durch Turmalin und Quarzadern angedeutet.

Prof. W. J. Lewis: Über Wiltshireit, ein neues Mineral aus dem Binnental. Die Kristalle sind zinnweiß, laufen aber rostbraun an; sie sind klein und parallel verwachsen. Monoklin. $a : b : c = 1,587 : 1 : 1,070$; $\beta = 100^0 44'$. Die Spärlichkeit des Materials hat eine Analyse bisher nicht zugelassen, sicherlich ist es aber ein Bleisulfarseniat. Benannt ist es nach dem verstorbenen Rev. Prof. T. Wiltshire.

Arthur Russel: Ein neuer Fundort von Phenakit in Cornwall. Ein Handstück, das zahlreiche farblose, prismatische Kristalle von Phenakit zeigt, wurde in diesem Jahre von dem Vortragenden bei Wheal Gorland, Gwennap, Cornwall, gefunden. Es stammt aus einem Gang, der gegenwärtig auf Wolfram ausgebeutet wird und der den Granit nahe seinem Kontakt mit den Schiefern (Killas) durchsetzt.

---

[1] Jahresh Nat. Württ. 1905. p 176 ff u. 1906 p. 104 ff. — Dies. Centralbl. 1907 p. 489 ff.; 1908 p. 617 f. u. 651 ff. — Monatsber. deutsch. geol. Gesellsch. 1910. p. 471—474.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Kaolin, Pyrophyllit und Paragonit.

Von **A. Johnsen** in Kiel.

I. Kaolin.

Shinzo Kasai[1] sowie Milch[2] haben es wahrscheinlich gemacht, daß der von Wh. Cross[3] und R. C. Hills[3] und dann von H. Reusch[4] beschriebene Kaolin der National Belle Mine bei Silverton in San Juan Co., Colorado, entgegen den Angaben von Reusch auf der sechsseitigen Tafelfläche gerade Auslöschung zeigt und daher wohl nicht als triklin zu betrachten ist.

Während nun Des Cloizeaux[5] den Nakrit von Freiburg i. S. auf Grund optischer Beobachtungen für rhombisch hielt, wiesen Allan Dick[6] und Miers[6] die monokline Symmetrie des Kaolins der Insel Anglesey nach, womit auch die Angaben von Lacroix[7] über den Kaolin der Antimonglanzgänge des Cantal übereinstimmen.

Herr Prof. Milch-Greifswald war so liebenswürdig, mir auf meine Bitte genügendes Material von der National Belle Mine zu senden, so daß ich dasselbe untersuchen konnte. Die Symmetrie ergab sich als monoklin holoedrisch.

Formen: {001}, {010}, {110}, {$\bar{1}$11} wie Anglesey und außerdem {021}.

Gemessene Winkel	National Belle Mine (Johnsen)	Anglesey (Dick und Miers)
001 : 010 =	90° 2′	90° 0′
001 : 110 =	86° 7′	84° 5′
001 : $\bar{1}$11 =	78° 0′	78° 8′
001 : 021 =	76° 58′	—
110 : 010 =	—	60° 16′.

[1] Shinzo Kasai: Die wasserhaltigen Aluminiumsilikate. Diss. München 1896.

[2] Milch, Dies. Centralbl. 1908. p. 1. Die Bezeichnung „Kaolinit", für welche Milch plaidiert, verwerfe ich, da die Wortbildungen „Augitit", „Sylvinit" etc. entgegengesetzten Sinn haben.

[3] R. C. Hills, Amer. Journ. Science. 27. 472. 1884.

[4] H. Reusch, N. J. 1887. II. 70.

[5] Des Cloizeaux, Minér. 549. 1862.

[6] Allan Dick, Minér. Magaz. 8. 15. 1889. Taf. III; Miers, ibid. 9. 4. 1892.

[7] Lacroix, Bull. Soc. Minér. Fr. 20. 119. 1897.

Außer {001} gaben sämtliche Flächen nur Schimmerreflexe, welche die Abweichungen gegenüber Anglesey erklären und die Berechnung des Achsenverhältnisses, sowie des $\sphericalangle\,\beta$ zwecklos erscheinen lassen.

Habitus: Tafelig nach {001}, oft gestreckt // [100]; die Tafeln sind pseudohexagonal. Durchmesser // [100] und // [010] $<$ 0,2 mm, $\perp$ {001} $\leq$ [0,04 mm. Die von Johnson[1] und Blake[1] am Freiberger Nakrit beobachtete Zwillingsbildung, die vielleicht dem Glimmergesetz Zwillingsachse = [310] gehorcht, bemerkte ich nicht.

Da es infolge der Kleinheit der Kristalle trotz vieler Bemühungen nicht gelang, den Achsenwinkel mittels des Klein'schen Drehapparates u. d. M. zu messen, wurden Mikrometerokular und Schwarzmann's Achsenwinkelskala benutzt; $2\,E > 70^0$ (Anglesey 122^0). Achsendispersion $\varrho > v$, Achsenebene $\perp$ {010}. Optisch negativ. Die Auslöschungen der Zone [010] sind sämtlich gerade. Die Auslöschungsschiefe auf {010} zeigt $\mathfrak{b}$ gegen $\dot{a}$ um 11^0 im stumpfen $\sphericalangle\,\beta$ geneigt; da $\sphericalangle\,\beta = 83^0$ ca., so ist $\mathfrak{a}$ gegen $\dot{c}$ um 4^0 im spitzen $\sphericalangle\,\beta$ geneigt; die Dispersion ist $\widehat{\mathfrak{b}_\varrho : \dot{a}} > \widehat{\mathfrak{b}_v : \dot{a}}$ sehr deutlich. Setzt man mit Allan Dick $\beta = 1{,}563$, so bildet $\mathfrak{a}$ mit der Basisnormale einen Winkel von $17\frac{1}{2}^0$, während sich dieser Winkel aus den Angaben von Dick zu 20^0 bezw. $32\frac{1}{2}^0$, bezw. 45^0 berechnet. Nach der Ausdrucksweise von Dick kann sich nämlich m. E. die von ihm angegebene Orientierung von $\mathfrak{a}$ sowohl auf die Basisnormale als auch auf die Vertikalachse und sowohl auf den Kristall wie auf Luft beziehen; daher findet man Dick's Angabe bei Dana, Hintze und Rosenbusch verschieden gedeutet. Erhitzung des Kaolins bis zu beginnender Trübung brachte keine merkliche optische Änderung hervor.

Die von Lacroix, Dick und Milch gemachte Angabe schwacher Doppelbrechung halte ich nicht für bewiesen.

II. Pyrophyllit.

Die nach {001} tafligen Blättchen sind fächerförmig gruppiert derart, daß ihre Richtungen [100] ein ebenes Strahlenbündel darstellen (Beresowsk, Westanå, Belgien, Boa Vista in Brasilien). Nach einer früher bei Glimmer benutzten und geschilderten Methode ließen sich von dem Pyrophyllit von Beresowsk orientierte und etwa 40 μ dicke Schliffe herstellen, deren Auslöschungsrichtungen mit den Spaltungsrissen nach {001} folgende $\sphericalangle\,\varphi$ bilden:

Schnitt // {100}, $\varphi = 0^0$
" // {010}, $\varphi = 0^0$

[1] Johnson und Blake: Amer. Journ. Science. 43, 351. 1867.

Blättchen // {001} zeigen ebenfalls gerade Auslöschung, so daß das optische Verhalten nicht in Widerspruch mit rhombischer Symmetrie steht, vielleicht ist Pyrophyllit ($H_2Al_2Si_4O_{12}$) isomorph mit Talk ($H_2Mg_3Si_4O_{12}$).

Die noch unbekannten Brechungsindizes mittels Totalreflexion zu messen, gelang infolge der Verbiegungen nicht.

III. Paragonit.

Es wurde einmal darauf aufmerksam gemacht, daß der Paragonit vom St. Gotthard nicht, wie gewöhnlich angegeben wird, den großen Achsenwinkel des Muscovit besitzt, sondern scheinbar einachsig und mit Muscovit verwachsen ist.

Auch der Glaukophanschiefer von Syra führt zwei verschiedene helle Glimmer, und sein Paragonit ist ebenfalls scheinbar einachsig.

1. $\sphericalangle 2E = 65^0 \perp$ {010}, $\varrho > \nu$; gibt mit HF K-Reaktion und Spur von Na-Reaktion; Muscovit.

2. $\sphericalangle 2E = 0^0$ scheinbar; gibt mit HF Na-Reaktion und Spur K-Reaktion; Paragonit.

Andere Paragonite standen mir nicht zur Verfügung; obige Vorkommen von Pyrophyllit und Paragonit gehören der Göttinger Sammlung und wurden mir s. Z. von Herrn Prof. Mügge gütigst zur Untersuchung überlassen.

Ueber den sogenannten Sphenoklas.

Von **V. M. Goldschmidt** in Kristiania.

Unter dem Namen Sphenoklas beschrieb v. Kobell im Jahre 1864 ein neues Mineral von Gjellebäk in Norwegen (Bayr. Akad. Wissensch. 1864. p. 76. Journ. pr. Chemie. 91. p. 348). Die Analyse führte auf die Formel $(Ca, Mg, Fe, Mn)_6 Al_2 Si_6 O_{21}$. Mit dieser Formel ist der Sphenoklas in die mineralogischen Lehrbücher aufgenommen, wenn auch mitunter Zweifel an der Einheitlichkeit des Minerals geäußert wurden (z. B. bei Groth, Tab. Übers. 4. Aufl. p. 140). Das Mineral ist seit der ersten Beschreibung nie wieder untersucht worden, optische Angaben fehlen ganz. Bei der Bearbeitung der Kontaktmineralien des Kristianiagebiets erschien es mir wünschenswert, dieses Mineral, das aus der altbekannten Kontaktzone von Gjellebäk stammen mußte, näher zu untersuchen. Trotz zahlreicher Besuche in den dortigen Marmorbrüchen konnte ich niemals ein einheitliches Mineral finden, auf welches v. Kobell's Angaben gepaßt hätten.

Ich wandte mich deshalb an Herrn Geheimrat P. v. Groth in München, der die große Liebenswürdigkeit hatte, mir v. Kobell's Originalstück des Sphenoklases zur Untersuchung zu überlassen.

Ein Dünnschliff ergab, daß der Sphenoklas ein Kalksilikathornfels ist. Die Hauptbestandteile sind Granat und diopsidischer Pyroxen, in ganz geringer Menge finden sich Kalifeldspat, Muscovit und Schwefelkies. Korngröße und Struktur sind die gewöhnlichen der Kalksilikathornfelse von Gjellebäk. v. Kobell's Analyse läßt sich gut auf ein Gemenge von Granat und Pyroxen beziehen, wie schon aus der berechneten Formel hervorgeht:

$$(Ca, Mg, Fe, Mn)_6 Al_2 Si_6 O_{21} = (Ca, Fe, Mn)_3 Al_2 Si_3 O_{12} \\ + 1{,}5\ Ca(Mg, Fe, Mn) Si_2 O_6.$$

Die Dichte des Sphenoklases wird von v. Kobell zu 3,2 angegeben. Zur Identifizierung bestimmte ich die Dichte an reinen Splittern ohne Kalkspat, ich fand durch hydrostatische Wägung das spezifische Gewicht, 3,287 bei 24^0 C. Der Sphenoklas ist also kein einheitliches Mineral, sondern ein Gemenge von Pyroxen und Grossular.

Kristiania, 22. November 1910.

Gibt es echtes Miocän im Mainzer Becken?

Von **C. Mordziol** in Aachen.

Neuerdings ist die Frage nach dem Alter der oberen Abteilung des Mainzer Tertiärs wieder in den Vordergrund des Interesses gerückt und es wäre erfreulich, wenn diese Kontroverse schließlich dahin führte, daß endgültige Klarheit — sei es in dem einen oder in dem anderen Sinne — erzielt werden könnte.

Von den rein stratigraphischen Gründen, die ebenfalls für meine Anschauungen zu sprechen scheinen und die ich schon früher kurz skizziert habe, sehe ich hier vollständig ab. Ich stütze mich nun lediglich auf rein paläontologische Tatsachen, denn diesen kommt naturgemäß die allein ausschlaggebende Bedeutung zu.

Nach v. Koenen und der allgemein geltenden Ansicht gehört der Cerithienkalk noch dem Oberoligocän an, und die Oligocän-Miocängrenze liegt über dem Cerithienkalk und trennt ihn von dem sogen. *Corbicula*-Kalk. Dies ist eine Stufe, die Sandberger nachträglich ausschied, die aber als solche schon seit langem von Kinkelin nicht anerkannt wurde. Auch A. Grooss lehnte sie ab.

Die v. Koenen'sche Klassifikation erlangte im Laufe der Zeit eine derartige Festigkeit, daß sie z. B. in unsere Lehrbücher überging. Die alte und von uns wieder aufgegriffene Sandberger'sche Altersbestimmung ist heute so gut wie aufgegeben. Und doch scheint es uns, als ob sie die richtigere sei. Jedenfalls ist aber ihre Unrichtigkeit noch nicht bewiesen worden, weshalb es zweckmäßig ist, sie so lange für richtig zu halten, bis sie widerlegt ist.

Sandberger 1853		Sandberger 1863, Lepsius 1883 und 1892	v. Koenen, Bodenbender, Boettger (und Steuer bisher)	Kinkelin		Mordziol		Dollfus	Steuer
Litorinellenkalk	oberer (mittlerer)	Litorinellenkalk (oder -ton)	Litorinellen- oder Hydrobienkalk	Hydrobienschichten	obere	Hydrobienkalkstufe	obere Hydrobienschichten	Hydrobienkalk	Hydrobienkalk
	unterer	*Corbicula*-Kalk	*Corbicula*-Kalk		untere		untere Hydrobienschichten	*Corbicula*-Kalk	Schichten der *Hydrobia inflata*
Cerithienkalk	oberer	Cerithienkalk	Cerithienkalk	Cerithienschichten	obere	Cerithienkalkstufe	obere Cerithienschichten	Cerithienkalk	Cerithienkalk
	unterer				untere		untere Cerithienschichten		
Cyrenenmergel Meeressand		Cyrenenmergel Septarienton Meeressand	Cyrenenmergel (-gruppe) Rupelton und Meeressand	Cyrenenmergelgruppe Rupelton und Meeressand		Cyrenenmergelgruppe Septarienton und Meeressand		Cyrenenmergel Septarien- oder Rupelton und Meeressand	Cyrenmergel und Schleichsand Rupelton und Meeressand

Die verschiedenen Klassifikations- und Gliederungsversuche ergeben sich in der Reihenfolge ihrer Aufstellung aus vorstehender Tabelle; die stark ausgezogene doppelte Linie stellt die Lage der Oligocän-Miocängrenze nach der Auffassung der verschiedenen Autoren dar.

Ein eifriger Anhänger der v. KOENEN'schen Altersbestimmung des Cerithienkalks ist STEUER, der ganz neuerdings in Verbindung mit DOLLFUS noch viel weiter als v. KOENEN ging und sogar auch die *(Corbicula-* und) Hydrobien-Schichten dem Oligocän einverleibte, wenn auch nicht ganz ohne Vorbehalt. Wie STEUER selbst sagt [1], hat er stets den Cerithienkalk als oberoligocän betrachtet, und auch die neuesten Ergebnisse der bedeutsamen Untersuchungen von DOLLFUS bestärkten STEUER's Anschauungen, während sie andererseits mich in den meinen bestärkten.

Nun ging v. KOENEN ursprünglich davon aus, daß die Cerithiensande ein Äquivalent der oberoligocänen Kasseler Meeressande seien, weshalb der Cerithienkalk zum Oberoligocän gehöre. Später verglich dann v. KOENEN die Fauna unseres Cerithienkalkes mit dem sogen. Aquitanien des südlichen Frankreichs. Dieses Aquitanien galt damals ganz oder doch wenigstens dem weitaus größeren Teil nach für Oberoligocän, daher mußten v. KOENEN und andere, wie z. B. BOETTGER und KINKELIN zu einem oberoligocänen Alter des Cerithienkalks gelangen.

Heute ist das untermiocäne Alter des Aquitanien durch die sehr wichtige Arbeit von DOLLFUS [2] endgültig erwiesen. Nur die tiefsten Schichten jener Stufe (Calcaire blanc de l'Agenais) trennte DOLLFUS als oberoligocän (Kasselien) von dem untermiocänen Aquitanien ab.

STEUER ist nun in Übereinstimmung mit DOLLFUS der Ansicht, daß das jetzige Aquitanien etwas anderes sei als unser Cerithienkalk, der dem als Oberoligocän abgetrennten Calc. blanc de l'Agenais (Kasselien) äquivalent sei und daher sein oberoligocänes Alter beibehalten könne.

Ja DOLLFUS und STEUER haben sogar, wie erwähnt, die Ansicht ausgesprochen, daß auch noch die Hydrobienschichten oberoligocän seien. „**Il n'y a pas de miocène vrai dans la serie calcaire du bassin du Mayence**" sagt DOLLFUS [3]. STEUER folgt

---

[1] A. STEUER, Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großherz. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 30. 1909. p. 46.

[2] G. DOLLFUS, Essai sur l'étage aquitanien. Bull. des services de la Carte géol. de la France etc. No. 124. **19**. 1908—1909. Paris 1909.

[3] Compte rendu somm. d. séances d. l. soc. géol. de France. No. 2. Séance du 2 mai 1910. Paris 1910. Vergl. auch: DOLLFUS, Classification des terrains tertiaires du bassin de Mayence. Soc. géol. de France. Compte rendu. No. 12. 6. juin 1910.

ihm darin und nimmt ferner an, daß das Meer, das die oberen Schichten des Mainzer Beckens ablagerte, zur Oberoligocänzeit von **Norden** her (aus der Kasseler Gegend) in das Mainzer Becken von neuem vorgedrungen sei. Zu jener Zeit sei das Meer des Mainzer Beckens in einer haffartigen Verbindung mit dem norddeutschen oberoligocänmeer gewesen. Nur nach Norden könne zur Zeit der oberen Schichten eine Meeresverbindung bestanden haben. Ferner sagt STEUER (a. a. O. p. 53): „Keine dieser marinen Arten kann mit einer untermiocänen Art identifiziert werden". „Woher und auf welchem Wege sollten denn auch untermiocäne marine Schnecken und Muscheln ins Mainzer Becken gelangt sein?" fragt sodann STEUER.

Der Verfasser ist nun der Ansicht, daß unsere Cerithien- und Hydrobienschichten nicht älter wie das jetzige untermiocäne Aquitanien, sondern diesem annähernd äquivalent sind. Nach dieser Ansicht gehören sie also in der Tat, wie SANDBERGER annahm und sorgfältig begründete, an die Basis des Miocäns. Es verdient hier hervorgehoben zu werden, daß LEPSIUS der einzige unter den Geologen des Mainzer Beckens ist, der der v. KOENENschen Altersbestimmung nicht folgte und stets das untermiocäne Alter des Cerithienkalks vertrat.

Der Verfasser teilte bereits Mitte Mai 1910 Herrn DOLLFUS brieflich mit, daß er glaube, daß unser Cerithienkalk nicht dem Oberoligocän, sondern dem untermiocänen Aquitanien von der Umgebung von Bordeaux gleichzusetzen sei. DOLLFUS[1] hatte gesagt: **„et il n'y aurais pas de veritable aquitanien dans le bassin de Mayence", „car la série de Mayence est toute oligocène".**

Eine Bestätigung seiner Ansicht, die der Verfasser unabhängig von BOETTGER gewonnen hatte, muß er in einer brieflichen Mitteilung BOETTGER's (8. Juni 1910) erblicken, worin dieser beste Kenner der Mainzer Tertiärfaunen über den Vergleich unserer Cerithienschichten mit dem „Oberoligocän von Bordeaux", und zwar „dem Oberoligocän von Saucats" schrieb, daß „die **Zahl der übereinstimmenden Arten**, namentlich auch unter den **Brackwasserbewohnern** *(Potamides, Tympanotomus)* eine so **überwältigend** große sei, daß ein Vergleich beider Faunen eine zeitliche Trennung **ausschließt**"[2].

Ich neige zu der Vermutung, daß BOETTGER noch der Meinung war, daß das „Oberoligocän von Saucats" auch jetzt noch zum Oligocän (Kasselien) gerechnet werden würde, weshalb er auch weiterhin den Cerithienkalk als oberoligocän ansah.

Aber gerade DOLLFUS ist es ja, der gezeigt hat, daß das „Oberoligocän von Saucats" typisches untermiocänes Aqui-

[1] Bulletin No. 124 usw. 1909. p. 93 und Erläuterung zu Taf. V.
[2] Die fettgedruckten Stellen sind in BOETTGER's Brief unterstrichen.

tanien ist, wie das schon vor vielen Jahren Oppenheim mit großem Scharfblick erkannte und es in jüngerer Zeit auch von Sacco angenommen worden war.

Wohl enthält die Cerithienkalkstufe, in ihren unteren Schichten vornehmlich, eine Landschneckenfauna, die in gleicher Weise im südwestfranzösischen Oberoligocän, dem Calcaire blanc de l'Agenais insbesondere, dominiert. Eine große Bedeutung hat dabei unter anderen Formen die *Helix Ramondi.* Aber andererseits kommen in unserem Cerithienkalk auch mehrere Formen vor, die auch noch in einem höheren Horizont des Aquitanien, dem Calcaire gris de l'Agenais, vorkommen. Eine unbedingte Sicherheit für ein oberoligocänes Alter bietet daher auch die Landschneckenfauna des Cerithienkalkes nicht. Aber immerhin ist gerade das ein Punkt, der weiterer Nachforschungen bedarf und heute als noch nicht geklärt bezeichnet werden muß. Jedenfalls ist es zweckmäßig, zu betonen, daß die Landschneckenfauna der oberen Schichten des Mainzer Beckens neben oligocänen auch Formen aus dem Miocän enthält.

Bedenkt man aber, daß u. a. *H. Ramondi* nach Dollfus lokal weiterlebte, also in das Miocän an gewissen Stellen hineinreicht, daß Mainzer Becken und Südwestfrankreich auch schon zur Miocänzeit verschiedene Lebensbedingungen bieten mußten, daß *H. Ramondi* (und andere oligocäne Formen) nur in den tieferen Schichten der in sich zusammenhängenden oberen Abteilung des Mainzer Tertiärs, und da auch nur relativ selten vorkommt, und wenn ferner man bedenkt, daß nach Boettger's schwerwiegendem Urteil die meerischen Fossilien des Cerithienkalks der Fauna von Saucats unbedingt gleichzusetzen sind, so wird man mir zugeben müssen, daß ich nicht ohne hinreichenden Grund eine andere Meinung als die herrschende vertrete.

Meiner Ansicht nach, die ich in einem Vergleich der in Frage kommenden Faunen gewonnen habe [1], sind die Formen, die man bisher als beweisend für ein oberoligocänes Alter angesehen hat, zwar von Haus aus zweifellos oligocäne Arten, aber solche, die zum allergrößten Teil noch ein Stück weit in das Untermiocän (Cerithienkalk) hineinreichen und dort bald aussterben, eine Erscheinung, die in der Natur der Sache liegt.

Andererseits ist die Hauptmasse der Cerithien- und Hydrobienkalkfauna eine entschieden aquitanische, und zwar setzt sie sich hauptsächlich aus Formen zusammen, die auch in weniger gesalzenem Wasser leben konnten; darunter sind auch solche, die in Südwestfrankreich mit dem Aquitanien zum ersten Male auftreten. In dem rein marinen Aquitanien der Bordeauxgegend spielen unsere Formen naturgemäß eine höchst untergeordnete Rolle,

[1] siehe weiter unten.

in dem mehr brakischen Untermiocänmeer des Mainzer Beckens setzten sie naturgemäß bei weitem die Hauptmasse der Meeresconchylien zusammen. Doch liegen Einzelangaben über die Beziehungen der beiden Faunen nicht im Rahmen dieses kurzen Hinweises. Es sei daher auf den vorläufigen Aufsatz des Verfassers in den Verh. d. Naturh. Ver. der preuß. Rheinlande und Westfalens. **67**. Jahrg. 1910 hingewiesen (s. auch Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910, Monatsber. für Dezember).

Zu dieser Notiz sah ich mich, trotzdem meine paläontologischen Vergleiche noch lange nicht abgeschlossen sind[1], deshalb gezwungen. weil einmal die v. Koenen'sche Altersbestimmung schon ganz allgemein anerkannt ist, und andererseits von Steuer die Behauptung ausgesprochen worden ist, an dem oberoligocänen Alter der Cerithienkalkstufe könne jetzt **kein Zweifel** mehr sein, gerade die Arbeit von Dollfus beweise das. Ferner war die Dollfus-Steuersche Ansicht, wonach das ganze Mainzer Tertiär „oligocän" sei. Anlaß dafür.

Auch die Herleitung des Cerithienkalkmeers von **Norden** und die Auffassung, daß dieses Meer mit dem norddeutschen Oberoligocänmeer in Verbindung stand, erscheint mir sehr bedenklich. Auf den Reichtum der Wetterauer Cerithienschichten an Foraminiferen kann man sie allein nicht gründen.

Das Nächstliegende ist doch, mit Lepsius vermutungsweise eine Verbindung des Mainzer Tertiärmeers auch in der Untermiocänzeit nach Südwesten anzunehmen. Daß eine westliche Verbindung für die Oligocänzeit bestand, hat neuerdings Kessler[2] wiederum betont. Und daß eine Verbindung mit dem aquitanischen Meer im Untermiocän vorhanden war, scheint schon allein aus dem Vergleich der Cerithienkalkfauna mit der aquitanischen hervorzugehen. Auch Herr v. Koenen scheint, wie ich einem Briefe entnehme, die Herkunft des Cerithienkalkmeeres ebenfalls im Süden zu suchen.

Wenn ich schließlich hoffe, mit meinen Ausführungen darauf hingewiesen zu haben, daß das untermiocäne Alter des Cerithienkalks das relativ richtigere ist, so bin ich mir dabei wohl bewußt, daß es noch zahlreicher paläontologischer Vergleiche bedarf, um ein Urteil abzugeben, das auch in der Tat für „ohne Zweifel" richtig

[1] Ein reichhaltiges Vergleichsmaterial aus dem Oligocän und Miocän der Bordeauxgegend wurde mir vom Senckenberg. Museum in Frankfurt a. M. zur Verfügung gestellt, wofür ich den Herren Kinkelin und Drevermann zu aufrichtigem Dank verpflichtet bin. Andererseits befindet sich in unserer Hochschulsammlung die reiche Sammlung von Alexander Braun.

[2] P. Kessler, Die tertiären Küstenkonglomerate der mittelrheinischen Tiefebene usw. Mitt. d. Geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. 7. Heft 2. Straßburg 1909.

gelten kann. Meine Aufgabe konnte nur die sein, zu zeigen, daß nach dem heutigen Stand unserer Tatsachenkenntnis die Sandberger'sche Klassifikation der oberen Schichten des Mainzer Tertiärs entschieden mehr Anspruch auf Anerkennung hat, als die heute geltende. Es ist ja möglich, daß man später noch einmal dahin kommt, die v. Koenen'sche Klassifikation als die richtigere zu erkennen. Wenn man genügend Gründe dafür hätte, würde ich keinesfalls widersprechen. Ich meine aber, heute kann man es nicht, und insbesondere kann man nicht sagen, am oligocänen Alter der Cerithienkalke könne jetzt **kein Zweifel** mehr sein; noch weniger ist die neueste Dollfus-Steuer'sche Ansicht wahrscheinlich[1]. Wenn man den Tatsachen gerecht bleiben will, läßt sich heute ein solch apodiktisches Urteil weder zugunsten der einen, noch zu der der anderen Anschauung fällen. Immerhin kann man es mit hinreichender Berechtigung aussprechen, daß einstweilen die Ansicht vom untermiocänen Alter des Cerithienkalkes die richtigere ist[2].

Aachen, den 23. November 1910.

[1] Auch v. Koenen pflichtet der Dollfus'schen Klassifikation nicht bei (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. 2. p. 270) und hält mit Recht die sogen. „*Corbicula*-Kalke“ (s. Tabelle weiter oben) mit der echt miocänen *Melania Escheri* für **typische Miocänbildungen**.

[2] Wie sehr aber die neueste Altersbestimmung der Hydrobienschichten als oberoligocän problematisch ist, geht schon daraus hervor, daß nach einer brieflichen Mitteilung Herr v. Koenen mit Recht auch jetzt noch der Ansicht ist, daß dieselben Hydrobienschichten, die nach Dollfus und Steuer oberoligocän sind, vielleicht noch ein Stück weit in das Mittelmiocän hineinreichen, eine Vermutung, die als solche auch mir naheliegend erscheint. Man ersieht daraus, wie sehr hier die Meinungen auseinandergehen und eine gründliche Revision der Altersfragen am Platze ist.

Anderseits hat neuerdings Steuer die Ansicht veröffentlicht, daß die Eppelsheimer Stufe, deren reiche Wirbeltierfauna von Sandberger und Lepsius als altpliocän bestimmt wurde, nicht wie die ursprüngliche Bestimmung (Sandberger) ergab, pliocän sei, sondern nach geologischen Gründen in das Obermiocän, vielleicht sogar in das Mittelmiocän (Dollfus) gehöre. Dazu sei bemerkt, daß von dem Verf. schon 1907 nachgewiesen wurde, daß die Sande und Schotter der Eppelsheimer Stufe (kieseloolithführende Dinotheriensande) mit der „Kieseloolithstufe“ des Niederrheingebiets in genetischem Zusammenhang stehen. Diese „Kieseloolithstufe“ ist durch die Arbeiten von Borgstätte, Briquet, Fliegel, Holzapfel, Kaiser, Klein, Lorié, Mordziol, Quaas, Stainier, Stoller, Tesch, Wunstorf, van Waterschoot van der Gracht und Wolff weithin in einwandfreier Weise verfolgt worden, wobei sich herausstellte, daß diese Stufe auch in Belgien und Holland weite Verbreitung besitzt und dort mit marinem Pliocän verknüpft ist. Pohlig gibt auch Reste von

Die peloponnesische Ueberschiebungs- und nochmals die attische Keratophyrfrage.

Von **Konst. A. Ktenas.**

Zur Publikation der folgenden Zeilen bin ich veranlaßt durch das Erscheinen einer Abhandlung[1] von Herrn C. Renz, welcher nach einer Auseinandersetzung in Prioritätssachen mit Herrn Ph. Negris in Athen fortwährend bei jedem Schritte in Griechenland Forschern zu begegnen glaubt, welche immer bereit sind, seine Beobachtungen zu konfiszieren und „seine geologischen Studien zu beeinträchtigen und zu verhindern“.

Ich hätte dieser Abhandlung gar keine Aufmerksamkeit geschenkt, wenn nicht darin die peloponnesische Überschiebungsfrage ganz subjektiv behandelt würde und wenn nicht durch die angegebenen Erscheinungsdaten der Publikationen über die Quarzkeratophyre Attikas direkt und ohne weiteres erwiesen worden wäre, daß die Angaben des Herrn C. Renz auch in dieser Sache nicht dem Sachverhalt entsprechen.

Ich beginne mit der peloponnesischen Überschiebung, einem Thema, welches Gegenstand auch meiner Forschungen gewesen ist[2].

Es ist vor allem unrichtig, daß Herr C. Renz das Alter der Ithomischichten bestimmt hat, wie er das in der genannten Abhandlung zu verstehen gibt: er besitzt im Gegenteil eine vollständig unrichtige Vorstellung von dem Bau des Ithomiberges, denn mehrere Monate nach dem Erscheinen meiner diesbezüglichen Arbeit schrieb er in seinem zusammenfassenden Werke, „daß auf diesem Berge die über dem Leithorizont der Daonellenschichten folgende, aus hornsteinreichen Plattenkalken und der Hauptmasse der roten, grauen und grünen Hornsteine, Schiefer und Kalke bestehende Serie unbestimmten Alters vorkommt“[3]. Hätte er aber

Mastodon longirostris, (ev. noch *Dinotherium* und *Aceratherium*) aus der rheinischen Kieseloolithstufe an, doch bedürfen diese Funde der Nachprüfung, weshalb einstweilen noch keine Schlüsse aus diesen Angaben gezogen werden können. Wohl aber ist die Untersuchung der Flora der Kieseloolithstufe von Wichtigkeit. Wir verdanken diese Untersuchung Stoller, der ebenfalls zur Annahme eines altpliocänen Alters gelangte. Daß die Dinotheriensande — und damit die tiefsten Schichten der Kieseloolithstufe vielleicht noch obermiocän sind, wäre ja nicht ausgeschlossen; mittelmiocän (Dollfus) sind sie aber auf keinen Fall. Zunächst aber besteht keine Ursache, vom altpliocänen Alter der Dinotheriensande abzugehen.

[1] Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1910. p. 418.

[2] Die Überschiebungen in der Peloponnisos. I. Der Ithomiberg. Sitzungsber. preuß. Akad. 1908. p. 1076.

[3] Zur Geologie Griechenlands. Breslau 1909. p. 86.

meine Abhandlung aufmerksam gelesen, so würde er gesehen haben, daß, abgesehen von den tektonischen Störungen, die obertriadischen Daonellen in den höchsten Partien des Hornstein-Plattenkalkkomplexes vorkommen und daß darüber, mit Einschaltung der Sandsteinschicht, die charakteristische cretacische Breccie und der cretacische (vielleicht auch eocäne) Kalk folgt.

Es scheint mir aber, daß Herr C. Renz nicht nur in diesem Punkte, sondern auch in allgemeineren Fragen, welche er in der genannten Abhandlung berührt hat, den Untersuchungen anderer Forscher zu wenig Aufmerksamkeit schenkt; dies veranlaßt mich, auf die Geschichte der peloponnesischen Überschiebungen etwas näher einzugehen.

Daß die Lagerung des Olonossystems im Peloponnes, bezw. des Pindossystems in Nordgriechenland — eines Systems, welches aus einem Hornstein-Plattenkalk-Schiefer-Sandstein-Komplex und dem Olonoskalke besteht — zum Teil eine sehr gestörte ist, wurde seit langem erkannt, aber verschiedentlich aufgefaßt und erklärt.

Philippson ist der erste gewesen, welcher von einer Überschiebung dieses Systems gesprochen hat, einer Überschiebung „nach Westen", welche aber wenig breit war und mehr lokalen Charakter trug; er hatte solche „Überfaltungen oder Überschiebungen über den eocänen Flysch" zuerst in Nordgriechenland, in dem zentralen Pindoskalkzug, beobachtet [1], und nachdem er seine Meinung über das Alter des Olonossystems geändert hat, sprach er von solchen lokalen Überfaltungen oder Überschiebungen nach Westen auch für die westpeloponnesischen Gebirgsketten [2].

Anders ist das tektonische Bild der peloponnesischen Gebirge, welches Cayeux gezeichnet hat [3]; dieser, von seinen Resultaten auf Kreta ausgehend, sprach die Meinung aus, daß das Olonossystem, welches nach Philippson nicht nur in dem westlichen, sondern auch in dem übrigen Peloponnes (Argolis ausgenommen) verbreitet war, einer Überschiebungsdecke angehörte; diese Meinung, welche er nicht näher beweisen konnte, da er diese peloponnesischen Gegenden nicht aus eigener Anschauung kannte, ist wohl von Grund aus verschieden von der Annahme lokal nach Westen überschobener Faltungen; sie führte ganz neue Gedanken in die Tektonik des Peloponnes ein, Gedanken, welche einer näheren und eingehenderen Untersuchung bedürften.

Nun nahm Cayeux auch ein anderes Alter für das Olonossystem, als Philippson, an; denn, während letzterer ein cretacisch-

---

[1] Thessalien und Epirus. Berlin 1897. p. 380.

[2] Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **55**. 1903. Heft IV. Vergl. auch Compt. rend. geol. Kongr. Wien. 1904. I. p. 378.

[3] Phenomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. Compt. rend. Acad. Paris. **136**. 1903. p. 474.

eocänes Alter dafür beanspruchte, meinte CAYEUX, daß es den jurassischen bis untercretacischen Bildungen angehörte; beide begingen denselben Fehler, nämlich aus lokalen Fossilienfunden innerhalb dieser Schichten — PHILIPPSON in Nordgriechenland und CAYEUX auf Kreta — ein und dasselbe Alter für das ganze so ausgedehnte und so kompliziert zusammengesetzte System anzusetzen.

RENZ machte darauf die sehr interessante Beobachtung, daß innerhalb dieses Systems obertriadische Daonellen bei Prostowitsa in Olonos[1] und bei Petalidion und Boumbouka im südlichen Messenien[2] auftreten; diese Funde genügten ihm jedoch, um nun seinerseits ein „im wesentlichen triadisches Alter" für das ganze Olonossystem anzunehmen.

Kurze Zeit darauf wurde er aber genötigt, die Auffassung PHILIPPSON's über das Alter dieses Systems, zum Teil wenigstens, als richtig anzuerkennen, da er auch cretacische Fossilien innerhalb der Olonosschichten aufgefunden hatte[3].

Durch meine Untersuchungen auf dem Ithomiberg wurde nun nachgewiesen, daß dort das Olonossystem zum Teil aus obertriadischen Bildungen (diese sind innerhalb des Hornstein-Plattenkalk-Schiefer-Sandstein-Komplexes beobachtet), zum Teil aber aus einem cretacischen (vielleicht auch eocänen) Kalkstein zusammengesetzt ist, welcher mächtig entwickelt ist und dem Olonoskalke entspricht. Durch diese Resultate angeregt und ohne die diesbezügliche Arbeit zu erwähnen, hat nun auch RENZ konstatiert, daß ebenfalls auf dem Olonosgipfel, über dem obengenannten Komplex, cretacischer Kalkstein folgt[4].

Nun bemerkt Herr C. RENZ in seiner Mitteilung „Über das geologische Reisen und Forschen in Griechenland", er habe auch darauf aufmerksam gemacht, daß diese Bildungen — nämlich das Olonossystem — „allgemein über den eocänen Flysch überschoben seien".

Nach dem oben über die verschiedenartige Auffassung der Geotektonik in der Peloponnes Gesagten muß man etwas näher betrachten, inwieweit Herr C. RENZ, welcher so fleißig die peloponnesischen Fossilien gesammelt hat, zu einer weiteren Entwicklung unserer Kenntnisse über den tektonischen Bau dieser Halbinsel beigetragen hat.

---

[1] Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und Lias in Albanien. Dies. Centralbl. 1904. p. 257.

[2] Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. **21**. 1906. p. 223.

[3] Zur Kreide- und Eocänentwicklung Griechenlands. Dies. Centralbl. 1906. p. 548.

[4] Zur Geologie Griechenlands. Breslau 1909. p. 120.

Es ist vor allem bemerkenswert, daß Renz der Cayeux'schen Arbeit in ihrer tektonischen Tragweite gar keiner Erwähnung tut; das „allgemein über den eocänen Flysch Überschobensein" ist nichts weiter als die ältere Annahme von den lokal nach Westen überschobenen Faltungen; das geht aus allen Renz'schen Mitteilungen klar hervor; deswegen ist ihm auch die Verbreitung des Olonossystems über den Tripolitsakalk (nach Philippson), zwei Jahre nach dem Erscheinen der Cayeux'schen Arbeit, immer noch sehr rätselhaft[1]; durch alle diese, in paläontologisch-stratigraphischer Hinsicht so wichtigen Untersuchungen ist also kein Schritt weiter zur Klärung der peloponnesischen Tektonik gemacht worden.

Anders liegt die Sache mit den Untersuchungen von Negris, welcher den Kontakt zwischen der Überschiebungsdecke und der Unterlage mehrerorts studiert[2] und sich mit dem Alter der Überschiebungsbewegungen befaßt hat[3]; Negris ist somit der erste gewesen, welcher die Richtigkeit der Cayeux'schen Annahme klargelegt hat.

Auf die tektonischen Resultate meiner Arbeit über den Ithomiberg und auf das Vorhandensein von zwei verschiedenen Decken, welche sich zum Teil verschiedentlich verhalten und die Verhältnisse der Stratigraphie im Peloponnes (Argolis ausgenommen) nach den detaillierten Philippson'schen Untersuchungen am besten interpretieren, werde ich hier nicht näher eingehen. Es muß aber im Gegensatz zu der ganz unwissenschaftlichen Kritik des Herrn C. Renz bemerkt werden — unwissenschaftlichen, weil darin die Resultate meiner Untersuchung gar nicht zur Besprechung gelangen —, daß jetzt auch Philippson in dieser Frage mir zustimmt[4].

Nun gehe ich auf den zweiten in der bekannten Abhandlung angeführten und mich berührenden Punkt ein.

Daß auf dem Parnesmassiv in Attika quarzkeratophyrische Gesteine vorkommen, sowie über ihre mineralogische Zusammensetzung und ihre Beziehung zu den peridotitischen Bildungen derselben Gegend, habe ich in einer in Athen erschienenen und der naturwissenschaftlichen Fakultät vorgelegten vorläufigen Arbeit,

[1] Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. **21**. 1906. p. 225.

[2] Sur la nappe charriée du Péloponèse. Comptes rendus Académie de Paris. 15 Janvier 1906. — Sur le substratum de la nappe de charriage du Péloponèse. Ebds. 21 Décembre 1908.

[3] Émersion crétacée en Grèce. Ebds. 27 Novembre 1905.

[4] Petermann's Mitteilungen. **56**. 1910. p. 344.

schon in dem Anfange des Jahres 1908, berichtet[1]; daraus geht ohne weiteres meine Priorität hervor.

Nun bemerkt Herr C. Renz, daß er trotz seines längeren Aufenthalts in Athen zu jener Zeit keine Kenntnis von dieser Arbeit erhalten hat; ich hätte ihm gern Glauben geschenkt, weil mir auch „gleichgültig bleibt, wer zuerst die Quarzkeratophyr-Vorkommen Attikas publiziert hat".

Aber es handelt sich nicht allein um jene Arbeit.

In dem kurzen Auszuge aus der Renz'schen Arbeit „Sur les preuves de l'éxistence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique", welcher in dem Compte rendu sommaire der Sitzung vom 7. Dezember 1908 der Französischen geologischen Gesellschaft erschienen ist, ist gar nicht die Rede von keratophyrischen Gesteinen gewesen; durch diesen Auszug wurde ich aber veranlaßt, derselben Gesellschaft die Resultate meiner griechischen Arbeit bekannt zu geben[2]; die ausführliche Renz'sche Mitteilung, in welcher auch der Keratophyre Erwähnung getan wird, konnte mir damals gar nicht bekannt sein; sie ist vier Monate später in der Nummer 7—8 der Bulletins erschienen[3]. Alle diese Daten sind wohl Herrn C. Renz auf das genaueste bekannt und trotzdem versucht er mich in einer unerhörten Weise zu verdächtigen; sein Vorgehen ist demnach durch die obigen Tatsachen genau charakterisiert.

Außerdem muß aber Herrn C. Renz bemerkt werden, daß derjenige, welcher sich in fremde Lande zum Studium begibt, wohl daran tut, so viel wie möglich mit den einheimischen Forschern in Beziehung zu treten; aber auch falls er das unterläßt, ist er wenigstens verpflichtet, die im Lande erschienenen Werke, mögen sie geschrieben sein, in welcher Sprache sie wollen, zu erwähnen, und das um so mehr, wenn dieselben ihm Veranlassung zu weiteren Forschungen gegeben haben.

[1] *Σύγχρονος ἔκρηξις κερατοφυρικοῦ καὶ περιδοτιτικοῦ μάγματος.* Athen. Februar 1908 (bei Sakellarios). — Vergl. auch Konst. A. Ktenas, Über die eruptiven Bildungen des Parnesgebirges in Attika. Dies. Centralbl. 1909. p. 557.

[2] Konst. A. Ktenas, Les formations éruptives de Parnès (Attique). Compte rendu sommaire. Séance du 18 Janvier 1909.

[3] Bulletin Soc. géol. VIII. 1908. p. 519 (Fascicules 7—8, erschienen im Mai 1909).

Einige Bemerkungen über Saaleablagerungen bei Halle a. S., insbesondere zwischen Halle a. S. und Lettin.

Von **Ewald Wüst** in Kiel.

(Mit 2 Textfiguren.)

Im Saaletale unterhalb Halle a. S. lassen sich zwischen der Stadt und Lettin[1] über der heutigen Aue (74 m über NN.) fünf Saaleterrassen unterscheiden, welche in Fig. 1 etwas schematisiert im Aufrisse und in Fig. 2 (Terrassen 1—5) ganz sche-

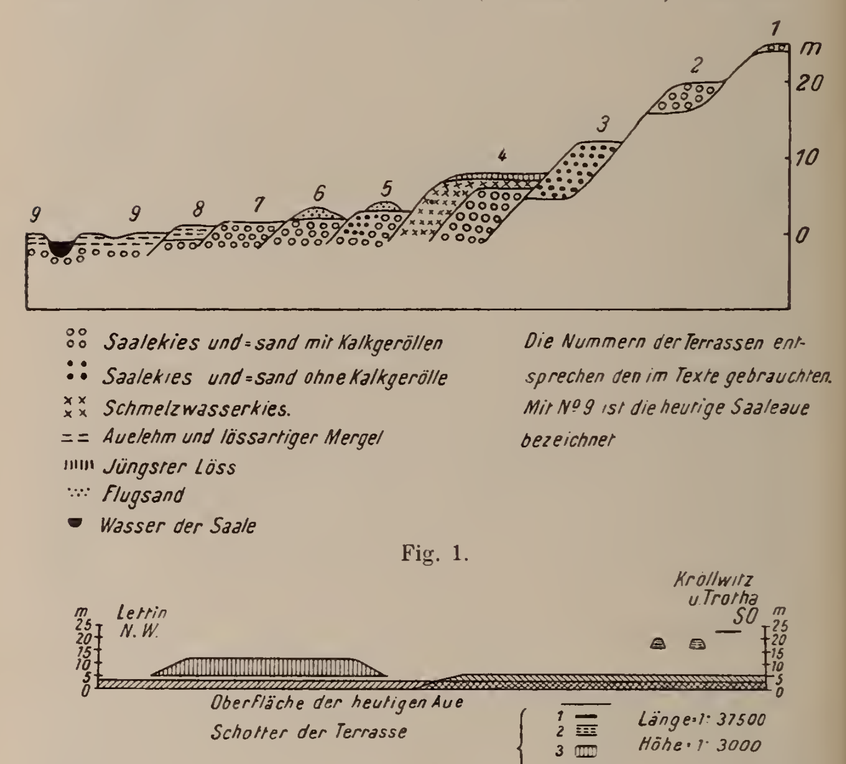


Fig. 1.

Fig. 2.

matisch im Querprofile dargestellt sind. Die Schotter der drei höheren Terrassen liegen 24—25, 16—20 und 5—12 m über der Aue; die der zwei tieferen Terrassen reichen mindestens bis zum Saalespiegel hinab und erheben sich bis 6 und 3,5 m über die

[1] Vergl. Meßtischblatt Halle-Nord und Blatt Petersberg der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw., bearbeitet durch H. Laspeyres (1874).

Aue. Die beiden höchsten Terrassen sind nur durch einige geringfügige Schotterreste auf den Porphyrhöhen nordwestlich von Halle-Kröllwitz angedeutet. Von der dritten Terrasse sind stark zertalte Stücke zu beiden Seiten der Saale oberhalb Lettin erhalten. Die vierte Terrasse ist in einem wohlerhaltenen, gegen 2 km langen und 0.5—1 km breiten Stücke rechts der Saale von den nördlichsten Teilen von Halle-Trotha bis zum Götschebache zu verfolgen. Die fünfte Terrasse schließlich ist fast durch die ganze Talstrecke von Kröllwitz bezw. Trotha bis Lettin nachzuweisen und oberhalb Lettin in einem fast 1,5 km langen und bis gegen 0,4 km breiten Stücke sehr gut erhalten. In den Schottern der beiden höchsten Terrassen finden sich nur geringfügige Aufschlüsse, während die der übrigen durch Kiesgruben gut aufgeschlossen sind. Diese Aufschlüsse zeigen, daß die Schotter aller fünf Terrassen nordisches Gesteinsmaterial führen.

Was den Anschluß der aufgezählten Terrassen an die im Saaletale oberhalb Halle vorhandenen und bereits genau untersuchten und kartierten Saaleterrassen[1] betrifft, so können zunächst unsere beiden höchsten Terrassen nur die Fortsetzung der beiden Terrassen aus der Zeit zwischen den beiden ersten Vereisungen des Gebietes in der Mindel- und in der Riß-Eiszeit darstellen[2]. Gleichwohl liegen sie bis gegen 10 m höher über der Aue und z. T. sogar einige Meter höher über NN. als diese Terrassen im Saalegebiete unmittelbar oberhalb Halle[3]. Daraus geht hervor, daß nach der Entstehung dieser Terrassen unser Gebiet eine Hebung oder das Saalegebiet unmittelbar oberhalb Halle eine Senkung (jedenfalls infolge der Fortdauer der Auslaugung der Zechsteinformation) erfahren hat. Unsere dritte Terrasse entspricht zweifellos einer der beiden von den Geologen der Landesanstalt als „Terrasse der II. Interglazialzeit“, d. h. der Zeit zwischen der zweiten und der dritten Vereisung des Ge-

[1] Vergl. besonders Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale usw. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1909. **30.** Teil II. Heft 1, p. 1—46. Taf. I und die neuen einschlägigen Blätter der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw.

[2] Die mehrfach geäußerte Ansicht, daß die Saale in dieser Zeit noch nicht ihr heutiges Tal unterhalb Halle durchflossen habe, ist nicht haltbar. Auch unterhalb Lettin finden sich noch hierher gehörige Saaleschotter, so nordöstlich vom Lunzberge zwischen Lettin und Neu-Rakoczy 17—19,5 m über der heutigen Aue.

[3] Der nordisches Gesteinsmaterial und interglaziale Fossilien führende, der Mindel-Riß-Interglazialzeit zuzurechnende Salzkekies von Benkendorf, den ich in dies. Centralbl. 1902. p. 107—112 behandelt habe, liegt sogar 28—30 m über der Aue der Salzke und 30.5—32.5 m über der nur 1.3 km entfernten Saaleaue bei Salzmünde. Vergl. die Meßtischblätter Halle-Nord und Wettin.

bietes in der Riß- und in der Würm-Eiszeit zusammengefaßten Saaleterrassen[1]. Ihrem Niveau nach würde sie sich besser an die höhere dieser beiden Terrassen, deren Bildung wohl noch vor die Riß-Eiszeit fällt, anschließen; sollten aber die erwähnten Bodenbewegungen noch nach der Bildung unserer Terrasse angedauert haben, so könnte sie die Fortsetzung der tieferen der beiden erwähnten Terrassen, welche meines Erachtens wirklich in die Riß-Würm-Interglazialzeit gehört, darstellen. Die Schotter unserer vierten und fünften Terrasse reichen wie diejenigen der postglazialen oder altalluvialen Terrasse der Landesanstalt oberhalb Halle unter die heutige Aue hinab und können ihre zeitlichen Äquivalente wohl nur in diesen finden. Morphologisch besteht indessen in der Ausbildung der jüngsten Saaleablagerungen ober- und unterhalb Halle insofern ein großer Unterschied, als die jüngsten Saaleablagerungen oberhalb Halle nur eine, unterhalb Halle dagegen mehrere Terrassen bilden. Das läßt sich durch Hebungsvorgänge im Saalegebiete unterhalb Halle oder — was auf die Terrassenbildung ebenso gewirkt haben würde — Senkungsvorgänge oberhalb und unterhalb der betrachteten Talstrecke erklären. Daß die Schotter unserer vierten Terrasse bis 6 m über die Aue empor- und bis mindestens zum Saalespiegel hinabreichen und wenigstens 7 m mächtig werden, läßt sich wohl nur durch eine Stauwirkung des letzten Inlandeises der Gegend erklären. Unsere vierte Terrasse wird von einer dünnen Decke von Jüngstem Lösse (bis 1,5 m Mächtigkeit beobachtet) und — darunter — lokal auch von Schmelzwasserkiesen (bis ca. 1 m Mächtigkeit beobachtet)[2], die nur der Würm-Eiszeit zugeschrieben werden können, überlagert. Daß ihre Schotter in einer kalten Zeit abgelagert wurden, beweisen die darin nachgewiesenen Säugetiere[3]: *Elephas primi-*

[1] Meine im folgenden zum Ausdrucke kommende, von derjenigen der Landesanstalt abweichende Beurteilung dieser Terrassen habe ich näher begründet in der Zeitschr. f. Naturwissensch. 82. 1910. p. 233 ff.

[2] Nach früheren Beobachtungen in der jetzt zugeschütteten Kiesgrube in Halle-Trotha im Winkel zwischen der Kreisstraße (Straße nach Dreckente usw.) und der nach der Braunkohlengrube Karl Ernst führenden Straße. Die Schmelzwasserkiese bildeten unter der Auflagerungsfläche des Lösses, den Laspeyres auf Blatt Petersberg als Auelehm kartiert hat, eine Steinsohle mit prächtigen Dreikantern. Schmelzwasserkiese der Würm-Eiszeit reichen im Saaletale unterhalb Halle bis unter das Niveau der Saaleaue hinab, so östlich der Wasserglasfabrik zwischen Lettin und Sennewitz (vergl. dies. Centralbl. 1910. p. 11) und westlich von Brachwitz am Wege nach Döblitz.

[3] Vergl. K. Bernau, Die geologischen Verhältnisse von Halle a. S. Halle a. S. 1906. p. 25 und Ew. Wüst, Die erdgeschichtliche Entwickelung und der geologische Bau des Östlichen Harzvorlandes. Halle a. S. 1908. (S.-A. aus Ule, Heimatkunde des Saalkreises usw. Halle a. S. 1909.) p. 101. Von Konchylien fand ich nur unbestimmbare Scherben.

genius Blumenb., *Rhinoceros antiquitatis* Blumenb., *Equus* sp., *Rangifer tarandus* L. sp. (Tundrenform), *Ovibos moschatus* Zimm. und *Bison* sp. Nach dem Gesagten ist die vierte Terrasse der Würm-Eiszeit zuzuschreiben. Die Schotter der fünften Terrasse werden nicht von Jüngstem Lösse, wohl aber örtlich von Flugsand überlagert, wie er links der Saale oberhalb Lettin in dem Eichengebüsche gegenüber dem Tafelwerder eine Kuppe von 1,5 m Höhe bildet, die, wie eine Kiesgrube zeigt, mit überaus scharfer Grenze auf dem oberflächlich etwas verwitterten Schotter aufsitzt. Da ich in den Schottern der fünften Terrasse trotz jahrelang darauf gerichteter Bemühungen an Fossilien nichts als einen stark abgerollten Backzahn von *Elephas primigenius* Blumenb. nachweisen konnte, halte ich sie für Gebilde einer recht kalten Zeit. Diese kann kaum ein Teil der Würm-Eiszeit, sondern wohl nur die Bühl-Eiszeit gewesen sein, weil schon angeführte Umstände ebenso wie der — bis auf eine nachher näher zu besprechende, auf örtliche Verhältnisse zurückzuführende Ausnahme — sehr viel frischere Erhaltungszustand der Schotter der tieferen der beiden Terrassen auf einen recht erheblichen Altersunterschied zwischen den Schottern der beiden Terrassen hinweisen und die Beziehungen des Jüngsten Lösses zu den beiden Terrassen dafür sprechen, daß deren Bildung durch diejenige des Jüngsten Lösses unterbrochen wurde.

An anderen Stellen des Saaletales unterhalb Halle, besonders in der Gegend von Salzmünde und der von Wettin, lassen sich zwischen der fünften Terrasse und der Aue noch weitere Terrassen ausscheiden, deren Kiese und Sande im Gegensatze zu denen der fünften Terrasse Konchylien führen. Leider wird die genauere Verfolgung und Gliederung dieser Terrassen durch die Geringfügigkeit der dabei in Betracht kommenden Niveauunterschiede und die Verhüllung eines Teiles der Terrassen durch Flugsand, wie er an den Hauteichen unterhalb Wettin bis 2 m hohe Dünen bildet, oft bis zur Unmöglichkeit erschwert. Feine Sande einer solchen Terrasse, von denen mir zweifelhaft ist, ob sie Fluß- oder Flugsande sind, führen, z. T. reichlich, *Helix (Xerophila) striata* Müll., eine xerophile, heute unsere Flußauen meidende und auch im Saalegeniste höchstens ganz selten und vereinzelt vorkommende Schnecke und dürften danach in einer Periode trockenen Klimas entstanden sein. Andere Sande und Kiese ähnlichen Niveaus führen neben belanglosen, weit verbreiteten Arten *Neritina fluviatilis* L. sp. Diese gehört nach ihrer heutigen Verbreitung zu jenen vorwiegend westeuropäischen Mollusken, welche zwar heute auch in Mitteleuropa ziemlich verbreitet sind, hier jedoch erst in jungpostglazialer Zeit und zwar, wie ich meine[1], in feuchten

[1] Vergl. u. a. Zeitschr. f. Naturwissensch. 82. 1910. p. 239.

Perioden nach den jungen Veränderungen an den atlantischen Küsten Europas eingewandert sind[1]. Gegenüber Schiepzig war zu erkennen, daß die Sande mit *Neritina fluviatilis* einer wenig, aber merklich tieferen Terrasse angehören als die mit *Helix striata*. Diese beiden Terrassen sind in dem schematischen Querprofile durch die Saaleterrassen unterhalb Halle in Fig. 2 als sechste und siebente Terrasse bezeichnet. Daß die Sande mit *Neritina fluviatilis* keineswegs etwa bereits der geologischen Gegenwart angehören, lehrt der Umstand, daß sie höher liegen, also älter sind als die mit ihrer Oberfläche ungefähr im Niveau des Saalespiegels liegenden Kiese, welche die von mir früher[2] beschriebene Decke von lößartigem Mergel (vulgo „Auelehm") mit der lebend unbekannten *Helix (Vallonia) saxoniana* Sterki tragen, deren Oberfläche in Fig. 2 als achte Terrasse bezeichnet ist. Welche der anderwärts nachgewiesenen postglazialen Klimaschwankungen es sind, die ihren Ausdruck in der Fossilienführung unserer jüngsten Saaleablagerungen finden, läßt sich wohl mutmaßen, aber zurzeit kaum näher begründen.

Die Schotter zweier der behandelten Terrassen, der dritten und der fünften, weisen in einem eng begrenzten Gebiete oberhalb (südöstlich und ostsüdöstlich von) Lettin sehr starke, für so junge Schotter höchst auffallende Verwitterungserscheinungen auf. Die Schotter der dritten Terrasse sind, wie in mehreren meist noch vorhandenen, ganz ansehnlichen Kiesgruben[3]

[1] *Neritina fluviatilis* wird zwar — vereinzelt — auch aus älteren pleistocänen Ablagerungen Mitteleuropas angegeben, doch habe ich Grund zu vermuten, daß es sich hierbei um eine Verwechslung mit der eigenartigen, bisher nur aus den Themse-Schottern der Hundertfußterrasse von Swanscomb bekannten *Neritina*-Art handelt, welcher auch die von mir in dies. Centralbl. 1903. p 587 aus dem Valvaten-Mergel von Memleben a. U. erwähnte *Neritina* sp. angehört. Die *Neritina* von Swanscomb wurde von Kennard zunächst als *N. fluviatilis* L. sp., dann nach einer Bestimmung Boettger's als *N. grateloupiana* Fér. bezeichnet. Vergl. besonders Proceedings of the Malacological Society. 5. 1903. p. 320—321. Der letzterwähnten Bestimmung vermag ich mich nicht anzuschließen, wie ich bereits in einem Referate über die zitierte Arbeit Kennard's im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1904. II. p. 279 angegeben habe. Soeben erklärt nun Th. Kormos die *Neritina* von Swanscomb für *N. Prevostiana* C. Pfr. Vergl. Neuere Beiträge zur Geologie und Fauna der unteren Pleistocänschichten in der Umgebung des Balatonsees (Resultate d. wiss. Erforschung d. Balatonsees. 1. I. Teil. Paläont. Anhang 1910. p. 42. Allein die *Neritina* von Swanscomb hat, wie Kennard mit Recht angegeben hat, meist Zahnfältchen am Spindelrande, wie sie übrigens auch eines der wenigen von mir bei Memleben gefundenen Bruchstücke deutlich erkennen läßt, während solche Zahnfältchen, soweit ich nachkommen kann, bei *N. Prevostiana* nicht vorhanden sind.

[2] Zeitschr. f. Naturwissensch. 78. 1907. p. 369 ff.

[3] Diese Kiesgruben sind größtenteils auf dem Meßtischblatte Halle-Nord eingetragen.

festzustellen war, in ihrer ganzen, 7 m betragenden Mächtigkeit frei von Kalkcarbonat, sowohl in feiner Verteilung wie in Form von Geröllen. Daß dieses vollkommene Fehlen des Kalkcarbonats kein primäres ist, zeigen auf das deutlichste die oft zu beobachtenden Tonskelette von Kalkgeröllen, in denen es einmal gelang, den Abdruck einer *Cyatophyllum*-ähnlichen Koralle zu erkennen. Lokal waren auch die in der Regel allerdings frischen feldspatreichen Gerölle (einheimische Porphyre wie nordische Granite usw.) so stark kaolinisiert, daß es nicht gelang, die mürben, weißen Klumpen, zu denen sie zersetzt waren, intakt aus der Kieswand zu nehmen. Der Schotter ist meist ockergelb bis braun gefärbt und öfters sogar durch Eisenhydroxyd fest verkittet, stellenweise aber, offensichtlich infolge reichlicher Aufarbeitung des im Liegenden vorhandenen oligocänen Quarzsandes, schneeweiß gefärbt. Die Schotter der fünften Terrasse tragen in den Kiesgruben an der Saale stellenweise eine Verwitterungsrinde von rasch wechselnder, bis zu 3 m betragender Mächtigkeit, welche rostig gefärbt und durch Eisenhydroxyd schwach verkittet ist. In dieser Verwitterungsrinde fehlt ebenfalls Kalkcarbonat vollständig. Dafür sind häufig runde Hohlräume vorhanden, welche offenbar durch Auslaugung der Kalkgerölle entstanden sind. In diesen Hohlräumen findet man öfters ein Häufchen Ton, welches offenbar die kollabierten Tonskelette der ausgelaugten Kalkgerölle darstellt.

Die beschriebenen Verwitterungserscheinungen übertreffen alles sonst aus Mitteldeutschland aus so jungen Schottern bisher bekannt gewordene, diejenigen der dritten Terrasse finden ihresgleichen überhaupt in keinem mitteldeutschen Pleistocänschotter und erinnern lebhaft an die in den Deckenschottern des Alpenvorlandes beobachteten Verwitterungserscheinungen. Dadurch, daß sich die beschriebenen Verwitterungserscheinungen auf die dritte und die fünfte Terrasse beschränken, ohne auf die erste, zweite und vierte überzugreifen, entsteht der ganz ungewöhnliche Fall, daß die Verwitterungsgrade verschieden alter Schotter nicht deren Altersfolge entsprechen. Alle diese Umstände in Verbindung mit dem weiteren, daß die behandelten Verwitterungserscheinungen zwei ganz verschieden alte, aber nahe beieinander gelegene Schotter ergriffen haben, zeigen zur Evidenz, daß die auffälligen Erscheinungen ganz lokale Ursachen besitzen müssen. Diese sind offenbar in Moorbildungen, wie sie stellenweise in der Nähe der auffallend verwitterten Schotter heute noch zu beobachten sind, zu suchen. Die auffallend verwitterten Schotter der dritten Terrasse liegen am Rande einer heute noch sumpfigen und moorigen flachen Geländedepression, deren Untergrund von kaolinisiertem Porphyr[1] und dessen tertiären Umlagerungsprodukten[1] gebildet wird. In

[1] Auf Blatt Petersberg durchweg als oligocäner Kapselton kartiert.

den Schottern der fünften Terrasse sind die starken Verwitterungserscheinungen gerade da zu beobachten, wo die Terrasse von einer flachen Rinne durchfurcht wird, durch welche die — von Natur unvollkommene, jetzt künstlich vervollkommnete — Entwässerung der erwähnten sumpfig-moorigen Geländedepression nach der Saale hin erfolgt.

Die beschriebenen Verhältnisse mahnen dazu, nicht aus ganz lokal beobachteten Verwitterungserscheinungen weitreichende Schlüsse auf die Bildungszeit von Ablagerungen und das zu derselben herrschende Klima zu ziehen. Der hervorragende Wert regional verbreiteter Verwitterungserscheinungen für die Zwecke der Altersbestimmung von Ablagerungen und vor allem der Ermittelung des Klimas der Vorzeit wird dadurch natürlich nicht berührt.

Die Säugetierfauna der Pithecanthropus-Schichten.

Von **H. Stremme.**

Im Jahre 1908 erhielt das Berliner Kgl. Geologisch-Paläontologische Institut und Museum die Aufsammlungen, die von der Trinilexpedition der Akademischen Jubiläumstiftung der Stadt Berlin unter Leitung von Frau Prof. Selenka auf Java im Vorjahre unternommen worden waren. Von dem Direktor des genannten Museums, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Prof. Dr. Branca, und der Expeditionsleiterin, Frau Prof. Selenka, wurde mir die Bearbeitung des Säugetiermaterials mit Ausnahme der Proboscidier übertragen. Die Resultate dieser Bearbeitung werden in dem im Drucke befindlichen Werke der Trinilexpedition erscheinen. Von den Herausgebern dieses Werkes, Frau Prof. Selenka und Herrn Prof. Dr. Blanckenhorn, ist mir gestattet worden, einen Auszug aus dieser Beschreibung, zu dem ich auch die Ergebnisse der Proboscidier-Untersuchung durch Herrn Dr. Janensch benutzen konnte, an dieser Stelle zu veröffentlichen. Die Arbeit wurde sehr gefördert durch den steten Vergleich mit den rezenten Formen, der mir im K. Zoologischen Museum durch die Herren Prof. Brauer, Dr. Nieden, und in ganz besonders liebenswürdiger Weise durch Herrn Prof. Matschie ermöglicht wurden. Die Herren Prof. Rothpletz und Prof. Schlosser in München gestatteten mir die Untersuchung der dortigen Trinilsammlung. Allen genannten bin ich zu Danke verpflichtet. — Ich gebe zunächst eine Übersicht über die Fauna im Vergleiche zu der von Dubois mitgeteilten wieder und lasse dann eine kurze Charakterisierung der einzelnen Formen folgen, um mit der Diskussion der Altersfrage zu schließen.

Sammlung Dubois. (Vergl. Dubois, Das geolog Alter der Kendeng- oder Trinil-Fauna. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. 2. XXV. 1908. p. 1235—1270.)	Berliner und Münchener Sammlung.
Rodentia:	
Hystrix[1] sp.	*Hystrix* sp.
Edentata:	
Manis palaeojavanica Dub.	—
Carnivora:	
—	*Mececyon trinilensis* n. g. n. sp.
Felis oxygnatha Dub.	—
„ *trinilensis* Dub.	—
„ *microgale* Dub.	—
—	*Feliopsis palaeojavanica* n. g. n. sp.
Hyaena bathygnatha Dub.	—
Lutra palaeoleptonyx Dub.	—
Ungulata:	
Stegodon ganesa var. *javanicus* Dub.	*Stegodon Airawana* Mart. [„ cf. *trigonocephalus* Mart.]
Elephas hysudrindicus Dub.	[*Elephas* sp. ähnl. *antiquus* Falc.]
Rhinoceros sivasondaicus Dub.	*Rhinoceros sivasondaicus* Dub.
„ *kendengindicus* Dub.	—
Tapirus pandanicus Dub.	—
Sus brachygnathus Dub.	*Sus brachygnathus* Dub.
„ *macrognathus* Dub.	„ *macrognathus* Dub.
Hippopotamus (Hexaprotodon) sivajavanicus Dub.	*Hippopotamus* sp.
Cervulus sp.	*Cervulus kendengensis* n. sp.
Cervus (Axis) lyriocerus Dub.	*Cervus (Axis) Lydekkeri* Mart.
„ *(Rusa) kendengensis* Dub.	[*Cervus* sp.]
„ *(Rusa) palaeomendjangan* Dub.	—
Tetraceros Kroesenii Dub.	*Duboisia Kroesenii* Dub. n. g.
Leptobos Groeneveldtii Dub.	—
„ *dependicornis* Dub.	—
Bibos palaeosondaicus Dub.	*Bibos palaeosondaicus* Dub.
„ *protocavifrons* Dub.	—
Bubalus palaeokeraban Dub.	*Buffelus palaeokeraban* Dub.
Primates:	
Macacus od. *Semnopithecus*[1].	*Macacus* sp.
Pithecanthropus erectus Dub.	—

Dubois beschreibt also aus seiner Sammlung 20 Gattungen mit zusammen 27 Arten, gesammelt während langjähriger Grabungen

[1] In einer früheren Arbeit erwähnt.

an verschiedenen Punkten des Kendeng. Dagegen enthält die Berliner Sammlung als Resultat einjähriger Grabung 14 Gattungen mit zusammen 17 Arten, von denen die drei in Klammern gesetzten, nämlich *Stegodon* cf. *trigonocephalus* Mart., *Elephas* sp. ähnlich *antiquus* Falc. und *Cervus* sp., nicht auf der Hauptfundstätte zu Trinil, sondern in anderen Gegenden des Kendeng gefunden wurden. Von *Sus macrognathus* Dub. enthält die Berliner Sammlung nur zwei zu Kedoeng broeboes gefundene Zähne; von dieser Form konnte ich zwei Zähne und eine Tibia aus der Münchener Trinilsammlung studieren. Von *Rhinoceros sivasondaicus* Dub. sind in Berlin ebenfalls geringere Überreste als in München, wo ein schöner, zu Trinil gefundener Schädel aufbewahrt wird. Im Vergleich zu Dubois' Aufsammlung hat die neue Expedition nicht mitgebracht Reste von *Manis*, *Hyaena*, *Lutra*, *Tapirus*, *Leptobos* und *Pithecanthropus*: mehr dagegen solche eines Caniden und eines Feliden.

Von *Hystrix* ist lediglich ein Oberkieferbackenzahn einer kleinen Form vorhanden, der die Anwesenheit dieser Gattung auf Java zur Zeit des *Pithecanthropus* bezeugt.

Mececyon trinilensis n. g. n. sp. kommt in Dubois' Sammlung nicht vor. Auch in Berlin ist dieser Hund nur durch ein Unterkieferbruchstück vertreten, das von der Alveole des Caninus bis zum letzten Molaren reicht. Es zeigt vier Prämolaren und drei Molaren, die relativ weit auseinanderstehen. Der Kiefer ist ebenso wie die Zähne ungewöhnlich hoch und schlank; der Reißzahn dreispitzig und zwar mit relativ schwachem Talon versehen. Der Talon ist schmäler als die Hauptspitze und nur einspitzig. Aus seiner zweiten inneren Spitze ist wie beim Cuon ein basalbandartiges Gebilde entstanden, das von der Außenspitze durch eine längliche Vertiefung getrennt ist. Von denen der Wölfe und wolfähnlichen Formen, einschließlich Tenggerhund und Dingo, ist der Unterkiefer durch seine schlankere Form und seine schlankeren und schmäleren Zähne unterschieden, vom Cuon durch die größere Länge der Zahnreihe, die schlankeren Zähne und den schmäleren Talon des Reißzahnes, von den Schakalen durch längere Zahnreihe, schlankere Zähne und geringere Zahl der Spitzen an den Molaren. von den Füchsen durch höheren Kiefer und weniger spitze Zähne. Der Reißzahn ist bei allen diesen Formen und ebenso bei allen Haushunden, die ich vergleichen konnte, kräftiger entwickelt als bei dem fossilen, namentlich der Talon breiter und zumeist zweispitzig. Nur Cuon weist einen in der Form ähnlichen, aber breiteren Talon auf. Ebensowenig wie mit denen der rezenten stimmt der Kiefer mit denen der bekannten fossilen Caniden überein. Die erwähnten Unterschiede scheinen mir von generischer Bedeutung zu sein.

Von einer großen Katze in Tigergröße, *Feliopsis palaeojavanica*

n. g. n. sp., sind Teile eines Schädels mit einigen Zähnen vorhanden. Mit dem rezenten Javatiger ist sie nicht näher verwandt. Der Talon des Reißzahnes ist auffallend lang und weniger kurz und schwer als bei dem Tiger, ähnelt mehr dem der kleineren Katzen, z. B. auch von *Felis nebulosa*. Der Reißzahn ist kürzer und der Eckzahn länger, als gemeinhin bei Tigern vorkommt, ja der Reißzahn ist sogar kürzer als der Eckzahn, was ich bei keinem rezenten Vertreter der Gattung *Felis* gefunden habe, weder beim Löwen, noch beim Tiger, noch bei Leoparden, Panthern, Unzen, Luchsen, Wild- und Hauskatzen. Auch der Nebelpanther hat einen schmaleren Eckzahn. Von fossilen Feliden hat *Machairodus* einen relativ zum Reißzahn längeren Eckzahn. Von *Machairodus* ist die Trinilkatze durch die Zahnformel (3 I 1 C 3 P 1 M im Oberkiefer gegen 3 . 1 . 2 . 1), durch die felidenartige Form der Zähne, namentlich den weniger kompliziert gebauten Reißzahn, den größeren P_3 und den relativ breiteren Eckzahn verschieden. Mit Dubois' Katzen scheint die der Berliner Sammlung nicht übereinzustimmen.

Stegodon Airawana Mart. schließt sich nach der Bestimmung von Dr. Janensch an die indischen *St. insignis* und *ganesa*; nach Dubois wäre die Verwandtschaft mit *St. ganesa* näher, wie aus seiner Bezeichnung der Form als Varietät von *ganesa* hervorgeht. Auch *Stegodon* cf. *trigonocephalus* ist mit *St. insignis* und *ganesa* verwandt. Der Elephant wird von Janensch nach dem vorhandenen einzigen Backenzahnbruchstück als dem *E. antiquus* ähnlich bezeichnet. Dubois hat nach seiner größeren Zahl von *Elephas*-Resten diesen dem *E. hysudricus* nahegestellt, was nach Janensch's Beschreibung des fossilen Zahnbruchstückes auch für dieses nicht unbegründet zu sein scheint.

Rhinoceros sivasondaicus Dub. steht dem rezenten *Rh. sondaicus* nahe, weicht aber von ihm wenig in der Ausbildung der Schmelzfiguren, etwas mehr in der beträchtlicheren Größe des Oberkieferprämolaren ab. Namentlich der vorderste Prämolar ist bei dem fossilen stärker entwickelt als bei dem rezenten Nashorn. Unter den fossilen Nashörnern ist *Rh. sivalensis* am nächsten verwandt.

Vom Flußpferde, als *Hippopotamus* sp. zu bezeichnen, sind vier Oberkieferbackenzähne vorhanden, die, nach ihrer Abkauung zu urteilen, einem Individuum angehört haben könnten. In der reichen, fast zierlichen Faltung des Schmelzes weichen diese Zähne von denen fast aller *Tetraprotodon*- und der indischen *Hexaprotodon*-Arten ab, sind dagegen denen des *Hippopotamus palaeindicus* F. u. C. aus dem Narbada-Tale ähnlich. Ob die Zähne einem *Tetraprotodon* oder einem *Hexaprotodon* angehören, läßt sich nicht entscheiden. Dubois beschreibt ein *Hexaprotodon*.

Sus brachygnathus Dub. ist durch reiches Material vertreten. Ein Unterkiefereckzahn eines Weibchens (kurze Krone, hinten

abgestumpft, lange aus der Alveole heraustagende, gleichmäßige Wurzel) und die Eckzähne von Männchen, ferner die Form des distalen Radiusendes, beweisen die Zugehörigkeit zur heute in Indien noch verbreiteten, primitiveren *Verrucosus*-Gruppe. In der Ausbildung der Eckzähne, namentlich dem Verhältnis von Innen- und Außenseite, besteht einige Übereinstimmung zwischen dem fossilen und dem größeren rezenten Schwein *(Sus verrucosus)* von Java. Dagegen schließt sich ersteres in der geringeren Zahl der Höckerreihen des dritten Molaren und der Biegung der Zahnreihe mehr an *S. celebensis* von Celebes und *S. Oi* (*Barbatus*-Untergruppe) von Sumatra. In den Proportionen der einzelnen Backenzähne steht die fossile Form zwischen *S. celebensis* und *Oi* einerseits und *S. verrucosus* anderseits. In der Größe steht *S. brachygnathus* dem kleinen *S. celebensis* am nächsten. Das Weibchen des *S. brachygnathus* war etwa so groß wie das Männchen des *S. celebensis*. Von fossilen Schweinen scheinen *S. hysudricus* aus den Siwaliks und *S. hyotherioides* aus China mit ihm verwandt gewesen zu sein.

Sus macrognathus Dub. ist eine größere Form, von der zu spärliche Überreste zur Untersuchung standen, um die verwandtschaftlichen Beziehungen sicherstellen zu lassen.

Von *Cervulus kendengensis* n. sp. liegt eine gut erhaltene, starke Geweihstange vor, die von der der rezenten Muntjakhirsche abweicht durch die geringere Biegung und bedeutendere Länge und Dicke der Augensprossen, geringere Biegung und geringere Dicke der Hintersprosse und eine höher gezogene, gleichmäßiger ausgebildete Verbindungsbrücke zwischen beiden Sprossen. Durch diese Abweichungen nimmt sie eine Mittelstellung zwischen denen von *Cervulus* und *Dicrocerus* ein. Von der des letzteren trennt sie der immerhin noch vorhandene Größenunterschied beider Sprossen und die, wenn auch schwache Biegung der Hintersprosse nach innen, wodurch sie im Habitus *Cervulus*-ähnlicher wird.

Die Überreste des *Cervus (Axis) Lydekkeri* Mart. machen einen großen Teil der Sammlung aus, namentlich an Geweihstangen ist ein großer Reichtum vorhanden. Es ist ein *Axis*-Hirsch mit höchstens sechs Enden, aber von dem rezenten indischen *Axis* verschieden. Das Geweih liegt auffallend tief und biegt sich in seinen oberen Teilen stark auf. Die Stangen biegen vom Rosenstocke aus stark gegeneinander, so daß das Geweih eine Leierform annimmt, die ja auch Dubois in der (durch Martin's ältere Benennung *Cervus Lydekkeri* zu ersetzenden) Bezeichnung *C. lirioceros* festgehalten hat. Die Gabelsprosse ist weniger eng an die Stange gelegt als bei dem rezenten *Axis*, der Winkel zwischen Stange und Sprosse ist also nicht spitz, sondern fast ein rechter. Auch ist die Gabelsprosse weniger nach hinten gekehrt und kürzer als bei dem rezenten. Daß es sich um einen *Axis*-Hirsch handelt, ließ

sich auch mit Hilfe der Proportionen von Radius und Tibia nachweisen, die genau mit denen eines rezenten *Axis* übereinstimmen und von denen der zahlreichen anderen Hirsche, die ich messen konnte, abweichen. *Cervus Lydekkeri* ist eine kleine Hirschform, die dem indischen *Axis axis* noch um $\frac{1}{4}$ an Größe nachsteht.

Von einer größeren Hirschart, *Cervus* sp., sind von einer anderen Lokalität des Kendeng nur einige unbestimmbare Überreste vorhanden.

Duboisia Kroesenii Dub. n. g. entspricht der von Dubois früher als *Boselaphus*, zuletzt als *Tetraceros* bezeichneten Antilope. An einem gut erhaltenen Schädel ließ sich nachweisen, daß sie mehr mit *Boselaphus*, der Nilgau, verwandt ist als mit *Tetraceros*, mit dem sie allerdings auch einige Merkmale gemein hat. Im Gesamtbilde ist der Unterschied von *Boselaphus* groß. Auffallend sind an dem Schädel die starken Stirnwülste, die hoch beginnen und als Leisten auf die breiten, etwas abgeplatteten, stark gebogenen Hornzapfen übertreten. Die Hornkerne sind nicht so schlank aufgerichtet wie bei *Boselaphus*, sondern liegen mehr, sind platter und weiter nach außen gerichtet, oben auch mehr nach innen gebogen, wenn auch eine Ähnlichkeit unverkennbar ist. Der Gesichtsschädel ist relativ kürzer als bei *Boselaphus*, das Hinterhaupt breiter, der Schmelz der Zähne weniger rauh, die Prämolaren sind etwas komplizierter gefaltet, der Atlas relativ höher. Von *Tetraceros* ist *Duboisia* u. a. in der stärkeren, geradlinig verlaufenden Ausbildung der Stirnwülste, in der platteren, mehr gebogenen Form der Hornkerne, in dem bovidenähnlichen Zahnbau verschieden. Auch fehlt ihr wie *Boselaphus* die Tränengrube, die *Tetraceros* auszeichnet, während das Tränenbein bei den drei Formen ähnlich ausgebildet ist. *Duboisia* ist etwa um $\frac{1}{3}$ kleiner als *Boselaphus* und nur wenig größer als der Hirsch und das Schwein der Trinilfauna.

Buffelus palaeokerabau Dub. steht dem *Kerabau* nahe, ist aber von ihm, soweit ich den *Kerabau* untersuchen konnte, durch das längere Gesicht (im Verhältnis zum Hirnschädel), durch eine stärker ansteigende Stirn, durch deren stärkere Modellierung, durch die schmäleren Prämaxillen verschieden. In den Schädelproportionen ließen sich größere Annäherungen an den festländischen *Arni* feststellen. Aber von dem *Arni* und seinem Vorfahren *B. palaeindicus* ist *B. palaeokerabau* durch den rein bovidenartigen Abfall des Hinterschädels gleich hinter den Hornzapfen verschieden: während dieser bei den Arni gewölbt ist, so daß die Schädelhöhe in den Scheitelbeinen, nicht in den Stirnbeinen liegt. Vielleicht ist *B. platyceros* Lyd. aus den Siwaliks verwandt. Die Unterschiede des *B. palaeokerabau* vom *Kerabau* entsprechen denen des *B. palaeindicus* vom *Arni*.

Auch *Bibos palaeosondaicus* Dub. steht dem rezenten

Bibos der Sundainseln, dem Banteng, nahe. Als einzigen Unterschied fand ich bei dem mir zur Untersuchung vorliegenden Schädelbruchstücke ein höheres und schmäleres Hinterhaupt, als bei den rezenten Java- und Borneobantengs des hiesigen Zoologischen Museums und den Abbildungen zu erkennen war.

Die Primaten sind durch den dritten Unterkiefermolaren eines Makaken vertreten, der dem von *Cynomolgus fascicularis* Raffles ähnlich ist, sich aber von diesem durch eine wie Hylobates stark verwaschene Wurzel unterscheidet. (Ich folge in der Bezeichnung der in Trouessart's Supplementbande zum Catalogus mamalium 1904 gegebenen.) Den Unterkiefer einer Mutation des *Nemestrinus nemestrinus* hat Deninger kürzlich als *Inuus nemestrinus* mut. *saradanus* Den. aus den Kendengschichten von Saradan auf Java beschrieben.

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

Dr. Viktor Pöschl: Die Härte der festen Körper. Steinkopff-Dresden 1909. 84 p. 4 Fig. im Text und 1 Tafel.

Nach Schilderung der verschiedenen Methoden von Härtemessung, welche sich den verschiedenen Definitionen von „Härte" im Laufe der Zeit angepaßt haben, berichtet Verf. über seine Ritzversuche an Steinsalz, Bleiglanz, Flußspat, Pyrit, Apatit, Quarz, Kalkspat, Topas, Aragonit, Baryt, Antimonit, Talk, Gips, Realgar, Feldspat sowie an Opal und an polierten Aggregaten von Kupfer, Platin, Aluminium und Messing, wobei er das Sklerometer von Grailich und Pekarek zur genaueren Beobachtung mit dem Mikroskop verbindet. Das Volumen der Ritzfurche ergibt sich aus der Breite und Tiefe des Ritzes und dem Winkel der Diamantspitze und liefert bei konstanter Belastung für verschiedene Minerale vergleichbare Zahlen, deren reziproke Werte als Härte definiert werden. Diese letztere soll nach Pöschl eine Art „Oberflächenspannung" sein, welche mir in Beziehung zu der „Oberflächenfestigkeit" zu stehen scheint, welche W. Voigt zur Erklärung der verschiedenen Zerreißungsfestigkeiten von Kristallprismen mit gleicher Längsorientierung und Querschnittsgröße, aber ungleichem Charakter der seitlichen Flächen einführte.

Da zur genauen Messung jener Oberflächenspannung nur die äußerste Molekülschicht geritzt werden dürfte, stellt Verf. Ritze von möglichst geringer Tiefe her, um den Einfluß von Tenazität etc. möglichst auszuschalten; doch kann ich keinen Unterschied darin

erblicken, ob man einige Tausend oder einige Billionen von Molekülschichten durchpflügt.

Die wahre Härte einer Kristallfläche soll unabhängig von der Ritzrichtung sein, obwohl senkrecht zu einer Spaltungstrace mehr Arbeit zur Herstellung einer bestimmten Furche verwendet werden muß als in anderer Richtung, weil im ersteren Fall ein Teil der Arbeit zur Erzeugung von Spaltungsklüften verbraucht werde; auch für das Gefühl erscheint die Härte im ersteren Falle größer, weil dann viele Schichtenköpfe von ungleichem Niveau überquert werden müssen. Wenn Exner senkrecht zur Spaltungstrace besonders breiten Ritz angibt, so haben ihm nur die vielen kurzen, senkrecht zum „Härteritz" entstandenen Spaltungsrisse größere Breite des ersteren vorgetäuscht.

Obwohl dem Büchlein eine gewisse Originalität nicht abgesprochen und an der Sorgfalt der Experimentaluntersuchungen nicht gezweifelt werden soll, so vermißt man doch eine schärfere Fixierung der Vorstellungen und ein tieferes Eindringen in das ja so schwierige Härteproblem. Der Einfluß von Gleitungen der Kristalle auf die Messungsergebnisse wird ignoriert, die Schiebungslamellen des Kalkspat werden mit Spaltungsrissen verwechselt, dichteste molekulare Kugellagerung wird den hexagonalen anstatt den regulären Kristallen zugeschrieben und die Härte wird der „Löslichkeit" proportional gesetzt, wobei sich letztere bald auf Wasser, bald auf chemisch zersetzende Säuren bezieht. Die Härtedifferenz zwischen dem hexagonalen Covellin und dem rhombischen Kupferglanz soll strukturell erklärt werden — trotz der chemischen Verschiedenheit und der strukturellen Ähnlichkeit dieser beiden Substanzen.

Johnsen.

Paul Wagner: Lehrbuch der Geologie und Mineralogie für höhere Schulen. Große Ausgabe für Realgymnasien und Oberrealschulen, sowie zum Selbstunterricht. 2. u. 3. vermehrte Auflage. Leipzig und Berlin bei B. G. Teubner. 1910. 221 p. Mit 4 Tafeln und 316 Abbildungen.

Die erste Auflage dieses Buches ist in diesem Centralblatt 1909. p. 713 besprochen worden. Die Mineralogie ist in dieser neuen Auflage ebensowenig genügend dargestellt wie in der früheren, dagegen hat die Geologie eine weitere Ausgestaltung erfahren u. a. durch eine Volltafel mit Ammoniten und Nautileen. Die Seitenzahl hat von 208 auf 221 zugenommen, die Textfiguren sind von 284 auf 316 gestiegen. In einem Schlußkapitel sind Werke zum selbständigen Weiterstudium zusammengestellt, die vor allem den zahlreichen Liebhabern dienen sollen, die sich jetzt mehr denn je der Naturgeschichte der unorganischen Welt zuwenden.

Max Bauer.

G. D'Achiardi: Guida al corso di mineralogia. Mineralogia speciale. Pisa 1910 bei Enrico Spoerri. 693 p. Mit 487 Textfiguren.

Wir haben hier den zweiten Band des Werkes vor uns, von dem der Vater des jetzigen Verfassers Antonio D'Achiardi schon 1900 den ersten, enthaltend die allgemeine Mineralogie, herausgegeben hat. Die einzelnen Mineralien werden im wesentlichen in chemischer Anordnung systematisch beschrieben und dabei auch das Vorkommen, sowie die Gewinnung und technische Verwendung ausgiebig berücksichtigt, mehr als dies sonst in solchen Büchern zu geschehen pflegt. Die Ausstattung ist gut und die Figuren sind in der Mehrzahl wohl gelungen und instruktiv. Literatur wird nur wenig angegeben. **Max Bauer.**

A. Lacroix: Minéralogie de la France et de ses colonies. Description physique et chimique des minéraux, étude des conditions géologiques de leurs gisements. 4. 1. Teil. Paris bei Ch. Béranger. 1910. 360 p. Mit zahlreichen Abbildungen.

Das vorliegende wichtige Werk nähert sich mit diesem 1. Teil des 4. Bandes seiner Vollendung; die zweite Hälfte desselben soll noch vor Ablauf dieses Jahres in den Händen der Leser sein, nachdem vor 17 Jahren die Veröffentlichung des 1. Bandes begonnen hatte. Es sei hier nur kurz der Inhalt mitgeteilt: Manganite und Plumbite, Sulfate und Chromate, Molybdate und Wolframiate, Aluminate, Ferrite und Chromite, Borate und endlich Antimonite. Man sieht daraus, wie wichtig gerade dieses Heft für die Kenntnis der französischen Mineralien ist. Die Darstellung ist dieselbe wie früher und die Ausstattung mit charakteristischen und gut reproduzierten Figuren nicht weniger reich. **Max Bauer.**

Miscellanea.

Austausch-Versendung von Drucksachen aus Deutschland nach Amerika durch das Amerika-Institut, Berlin NW. 7.

Bisher diente die **Leipziger Hiersemann'sche Agentur des Washingtoner Smithsonian-Instituts** dazu, um Drucksachen nach Amerika zu schicken und von Amerika zu erhalten. Diese Agentur hört am Ende dieses Kalenderjahres zu bestehen auf und ihre Funktionen werden von dem unter der Leitung des Preußischen Kultusministeriums neu gegründeten **Amerika-Institut in Berlin vom 1. Januar 1911** ab übernommen.

Das Institut übernimmt **ohne irgendwelche Kosten** für den Absender oder Empfänger die Versendung von Drucksachen von Berlin aus an jegliche Adresse in den Vereinigten Staaten von Nordamerika unter den folgenden drei Bedingungen:

1. Die Sendung darf **nicht in geschäftlichem Interesse** erfolgen.

2. Die Sendung **nach Berlin** muß **frankiert** erfolgen.

3. Das Institut übernimmt zur kostenfreien Weitersendung ausschließlich Drucksachensendungen, welche **postmäßig verpackt** und **mit genauer amerikanischer Adresse** versehen sind, so daß sie in der übersandten Form in Washington der Post übergeben werden können. Jedes einzelne Exemplar muß seine genaue Adresse tragen; dagegen ist es für die Zwecke der Registrierung sehr erwünscht, daß jedem Paket, welches mehrere Druckschriften enthält, eine **genaue Liste** beigefügt wird, in der die Namen und Adressen der Empfänger wiederholt werden, und es ist wünschenswert, daß diese Liste in der Reihenfolge geschrieben ist, in der die einzelnen Exemplare in dem Paket verpackt sind.

Wenn Drucksachen unter Erfüllung dieser drei Bedingungen an das Amerika-Institut in Berlin gesandt werden, so wird für eine möglichst schleunige Weitersendung und gleichzeitig für genaue Registrierung in Berlin und Washington Sorge getragen werden. Besondere Empfangsbescheinigungen wird das Amerika-Institut nicht versenden.

Das Institut lehnt es ab, andere Gegenstände als Drucksachen zu übermitteln. Auch darauf sei aufmerksam gemacht, daß auf Grund der Postgesetze den Drucksachen keinerlei briefliche Mitteilungen beiliegen dürfen. Von der Übersendung ist auch alles ausgeschlossen, was indirekt wirtschaftlichen Interessen dienen soll, wie z. B. die Versendung von buchhändlerischen Katalogen.

Die zur Weiterbeförderung von Washington aus bestimmten Einzelpakete dürfen nicht mehr als 5 kg wiegen; eine Ausnahme ist nur dann gestattet, wenn ein einzelnes Buch mehr als 5 kg wiegt. Sollen also zwei Werke von je 3 kg Gewicht an die gleiche Adresse in Amerika geschickt werden, so muß jedes einzelne postmäßig verpackt und mit Adresse versehen sein. Selbstverständlich dürfen beliebig viele solcher Einzelpakete in den dem Amerika-Institut zugeschickten Sendungen enthalten sein. Erfolgt diese Zusendung in Frachtkisten, so können wir es nicht übernehmen, die Kiste an die Absender zurückzuschicken.

Das Institut bittet dringend, daß jede an das Amerika-Institut adressierte Sendung deutlich den **Namen** und die **Adresse** des **Absenders** trägt. Das Smithsonian-Institut verlangt aber außerdem, daß der Name des Absenders auch auf jedem Einzelpaket verzeichnet ist.

Als Adresse für die Sendung nach Berlin genügt: **Amerika-Institut, Berlin NW. 7.**

Das Institut befindet sich in der **Neuen Königl. Bibliothek**, Eingang Universitätsstraße 8.

Der Austausch von Amerika erleidet keinerlei prinzipielle Veränderung durch die Übersiedlung der Deutschen Zentralstelle.

Nur möchten wir auf das Folgende hinweisen: Die meisten amtlichen Drucksachen, die von amerikanischen Regierungsinstituten verschickt werden, enthalten unfrankierte Postkarten mit Vordruck für eine Empfangsbestätigung und mit der Mitteilung, daß nur bei Ausfüllung und Rücksendung dieser Karte die Fortsetzung und weitere Bände zugeschickt werden. Während in Amerika selbst diese Postkarten portofrei zurückgesandt werden können, verlangen sie von Deutschland aus Frankierung. Es hat sich nun der Mißbrauch eingeschlichen, daß viele Empfänger gewohnheitsmäßig diese Karte an die deutsche Agentur statt an die amerikanische Adresse zurücksandten und sie einfach dem nächsten Bücherpaket beilegten, damit die deutsche Stelle sie dann nach Amerika weiterschickt. Dieses widerspricht den Postgesetzen. Weder dürfen wir solche ausgefüllten Postkarten als Beilage zu den Drucksachen in Empfang nehmen, noch dürfen wir eine Sammelsendung solcher Postkarten nach Amerika weiterschicken. Wir bitten daher dringend, daß solche amerikanischen **Empfangsbestätigungen** an die aufgedruckten amerikanischen Adressen geschickt werden.

Hugo Münsterberg,
Direktor des Amerika-Instituts.

—

Erklärung.

Ich bin wiederholt mit dem Autor folgender Arbeit: K. v. L., Keine Interglazialzeiten während der europäischen quartären Eiszeit. München 1908, Selbstverlag (referiert im Geologischen Centralblatt Bd. 15, No. 1. p. 52. l. No. 79), identifiziert worden. Um Irrtümer zu vermeiden, erkläre ich, dieser Arbeit gänzlich fern zu stehen, ja nicht einmal deren Verfasser zu kennen.

Dr. Karl C. von Loesch.

Personalia.

Ernannt: **Walter Campbell Smith** vom Corpus Christi College in Cambridge zum Assistenten an der Mineralogischen Abteilung des British Museum.

Priv.-Doz. Dr. **M. Stark** in Wien zum a. o. Professor für Mineralogie und Petrographie in Czernowitz.

a. o. Prof. Dr. **W. Paulcke** in Karlsruhe i. B. zum o. Prof. an der dortigen Techn. Hochschule.

Habilitiert: Dr. **A. Ritzel** als Privatdozent für Mineralogie an der Universität Jena.

Prof. Dr. **Bergt** hat sich an der Universität Leipzig nicht für Mineralogie und Geologie, sondern für Mineralogie und Petrographie habilitiert.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Geometrisches zur Modifikationsänderung von α- in β-Quarz.

Von **F. Rinne** und **R. Kolb** in Leipzig.

Mit 4 Textfiguren.

In einer im N. Jahrbuch f. Min. etc. veröffentlichten Abhandlung[1] haben wir die Wandlung der Brechung und Doppelbrechung des α-Quarzes im Temperaturintervall — 150° bis zur Maximaltemperatur seines Existenzbereiches verfolgt, ferner die sprungweise Änderung der in Rede stehenden optischen Umstände beim Modifikationsumschlage α- ⇄ β-Quarz gekennzeichnet und auch die Eigenart des β-Quarzes bezüglich Brechung und Doppelbrechung bis zur Temperatur von 765° geschildert.

Die Beobachtungen geschahen an natürlichen, von Flächen der Gestalt $\{10\bar{1}0\}$ gebildeten Prismen, deren 120°-Winkel durch Temperaturwandlung nicht verändert wird. Für die Zuverlässigkeit der optischen Ergebnisse war diese Winkelkonstanz natürlich ein förderlicher Umstand.

Eine zweite Aufgabe ist im folgenden behandelt: direkt aus Winkelmessungen[2] bei wechselnder Temperatur die variablen Angulardimensionen und damit die Änderung des Achsenverhältnisses beim α-Quarz zu studieren, ferner den Sprung der geometrischen Umstände bei der Modifikationsänderung und schließlich die Wandlung der Form mit der Temperatur beim β-Quarz zu bestimmen.

Die Apparatur (elektrische Heizung) war die nämliche wie bei den erwähnten optischen Studien; sie erwies sich auch hier durch vortreffliche Regulierbarkeit in engen Bereichen als sehr geeignet. Vor jeder Messung in erhöhter Wärme wurde eine halbe Stunde bei Temperaturkonstanz verweilt, um guten Ausgleich der Wärmeverhältnisse herbeizuführen. Das Untersuchungsmaterial war dasselbe wie für die optischen Messungen (kleine, klare Kristalle von Skole, Galizien). Natürlich wurden zu den goniometrischen Untersuchungen nur Flächen verwendet, die einen vollkommen einheitlichen Reflex am Winkelmesser (Fuess II) lieferten.

---

[1] F. Rinne und R. Kolb, Optisches zur Modifikationsänderung von α- in β-Quarz, sowie von α- in β-Leucit. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Bd. II. p. 138—158.

[2] Die Änderung der Flächenwinkel bei Temperaturwandlung läßt sich natürlich auch aus den Wärmeausdehnungskoeffizienten berechnen. Indes ist nicht sicher, bis zu welchen hohen Temperaturen die betreffenden für Quarz aufgestellten Formeln angewandt werden können. Für den β-Quarz liegen in der Hinsicht überdies noch keine Zahlen vor.

Als Fundamentalgröße wurde benutzt der Winkel $10\bar{1}1 : \bar{1}101$, also ein Rhomboeder-Polkantenwinkel; als Kontrollmessungen dienten die Feststellungen der Neigungen von $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ und $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$. Die Veränderungen dieser drei Größen mit der Temperatur studierten wir an je einem für die betreffende Winkelmessung zufolge der Flächenbeschaffenheit ganz besonders geeigneten ausgesuchten Kristall.

I. Übersicht der goniometrischen Resultate bei α- und β-Quarz.

Bei 20° wurde gefunden (Normalenwinkel):

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 85^\circ\ 45{,}7'.$$

Daraus berechnet sich:

$$a : c = 1 : 1{,}1001$$

Ebener Rhomboeder-Polkantenwinkel

$$\alpha = 93^\circ\ 56{,}8'.$$

Kontrollmessungen:

1. $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1 = 38^\circ\ 13{,}0'$; berechnet $38^\circ\ 12{,}6'$
   Differenz — 0,4′.
2. $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 = 46^\circ\ 16{,}1'$; berechnet $46^\circ\ 16{,}0'$
   Differenz — 0,1′.

Die Genauigkeit im Bau der ausgewählten Quarze war also ganz zufriedenstellend.

Die beim Erhitzen erzielten Ergebnisse der Winkelmessung sind in folgenden Tabellen und den zugehörigen Kurven zusammengestellt. In der ersten Tabelle sind auch gleich die für die betreffenden Temperaturen gültigen Achsenverhältnisse und der Winkel α vermerkt[1].

1. Winkel $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ (Fig. 1).

	α-Quarz				
Temperatur . . .	20°	210°	405°	535°	570°
Normalenwinkel .	85° 45,7′	85° 43,5′	85° 38,9′	85° 34,8′	85° 32,0′
a : c; c = . . .	1,1001	1,0991	1,0971	1,0952	1,0940
α = . . .	93° 56,8′	93° 58,7′	94° 2,7′	94° 6,2′	94° 8,6′

	β-Quarz					
Temperatur . . .	585°	615°	630°	670°	705°	780°
Normalenwinkel .	85° 28,3′	85° 27,9′	85° 27,8′	85° 27,6′	85° 27,5′	85° 27,2′
a : c; c = . . .	1,0923	1,0921	1,0921	1,0920	1,0920	1,0918
α = . . .	94° 11,8′	94° 12,1′	94° 12,2′	94° 12,4′	94° 12,5′	94° 12,7

[1] Der β-Quarz ist nach O. Mügge entweder Angehöriger der ersten hemimorphen Tetartoedrie oder wahrscheinlicher der trapezoedrischen Hemiedrie, also nicht mehr wie α-Quarz trigonal. Des Vergleichs wegen ist aber der Winkel α auch noch beim β-Quarz angeführt.

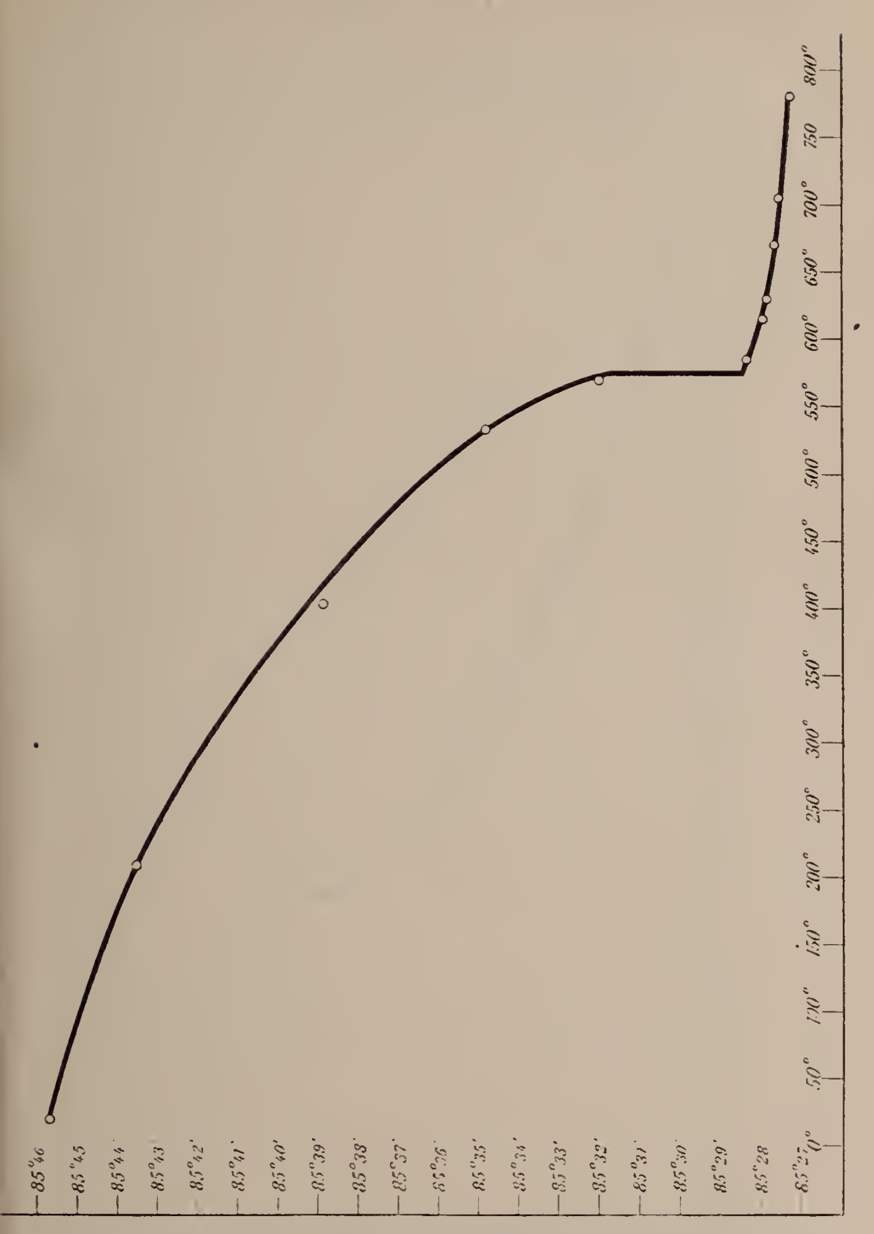


Fig. 1. Diagramm der Veränderung des Winkels $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ von α- und β-Quarz im Temperaturbereich 20° bis 780°.



Fig. 2. Diagramm der Veränderung des Winkels $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ von α- und β-Quarz im Temperaturbereich 20° bis 780°.

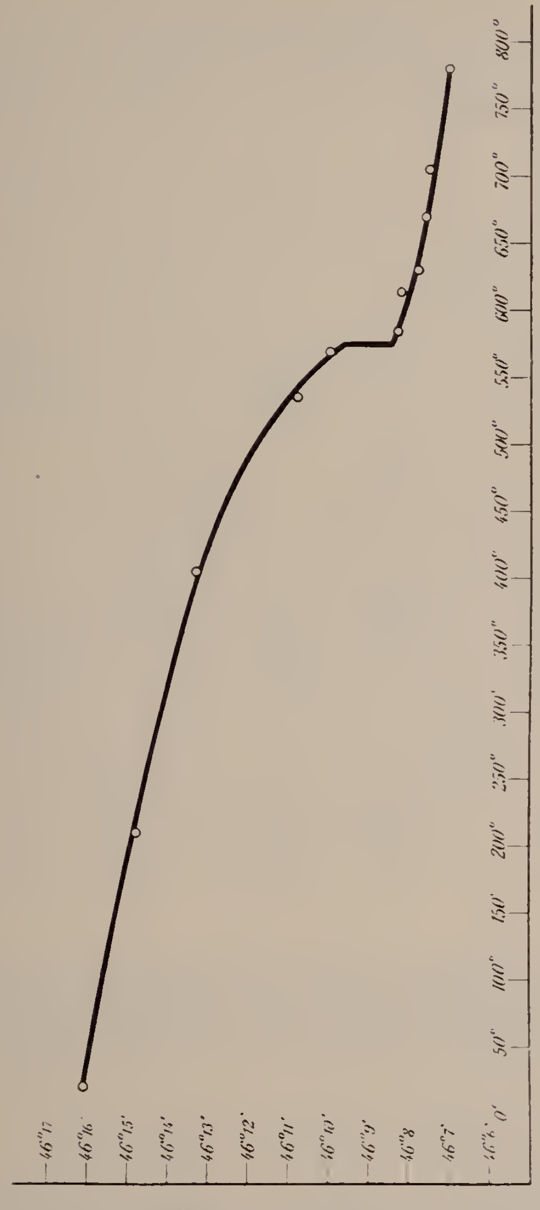


Fig. 3. Diagramm der Veränderung des Winkels $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ von α- und β-Quarz im Temperaturbereich 20° bis 780°.

2. Kontrollmessungen.

a. Winkel $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ (Fig. 2).

	α-Quarz				
Temperatur . .	20°	210°	405°	535°	570°
Beobachtet . .	38° 13,0′	38° 14,8′	38° 17.5′	38° 20.6′	38° 22,4′
Berechnet . . .	38° 12,6′	38° 14,1′	38° 17.3′	38° 20,1′	38° 22,0′
Differenz . . .	— 0,4′	— 0,7′	— 0,2′	— 0.5′	— 0,4′

	β-Quarz					
Temperatur . .	585°	615°	630°	670°	705°	780°
Beobachtet . .	38° 24,5′	38° 24,8′	38° 25.0′	38° 25.2′	38° 25,7′	38° 25.7′
Berechnet . . .	38° 24.5′	38° 24,8′	38° 24,9′	38° 25,0′	38° 25.1′	38° 25,3′
Differenz . . .	± 0,0′	± 0.0′	— 0.1′	— 0.2′	— 0,6′	— 0,4′

b. Winkel $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ (Fig. 3).

	α-Quarz				
Temperatur . .	20°	210°	405°	535°	570°
Beobachtet . .	46° 16,1′	46° 14,8′	46° 13,3′	46° 10,8′	46° 10,0′
Berechnet . . .	46° 16,0′	46° 15,0′	46° 13.0′	46° 11.0′	46° 9,7′
Differenz . . .	— 0,1	+ 0,2′	— 0,3′	+ 0,2′	— 0,3′

	β-Quarz					
Temperatur . .	585°	615°	630°	670°	705°	780°
Beobachtet . .	46° 8,3′	46° 8,2′	46° 7.8′	46° 7.6′	46° 7.5′	46° 7.0′
Berechnet . . .	46° 8,0′	46° 7,8′	46° 7,8′	46° 7,7′	46° 7,6′	46° 7,5′
Differenz . . .	— 0,3′	— 0,4′	± 0,0′	+ 0,1′	+ 0.1′	+ 0,5′

Man erkennt, daß berechnete und beobachtete Werte sich auch bei den erhöhten Wärmegraden erfreulich nahestehen. Die Durchschnittsdifferenz zwischen der Messung und Rechnung bei dem Kontrollwinkel $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ beträgt 0,3′, bei $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ 0,2′; das Differenzmaximum ist 0,7′, das Minimum 0,0′.

II. Winkeländerungen beim α-Quarz.

Aus den drei Tabellen und zugehörigen Diagrammen tritt deutlich heraus, daß die Winkel des α-Quarzes sich mit der Temperatur stetig ändern, und zwar erfährt im Bereich von 20° bis 573° der Normalenwinkel $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ eine Verkleinerung; dementsprechend wird die Neigung der Normalen von $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$

größer und von $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ geringer, ein Verhältnis, das aus der schematischen stereographischen Projektion (Fig. 4) unmittelbar ersichtlich ist, gleich wie die Vergrößerung des ebenen Polkantenwinkels α sich in der Verkleinerung der drei Winkel des sphärischen Dreieckes, welche $(180-\alpha)$ entsprechen, kennzeichnet.

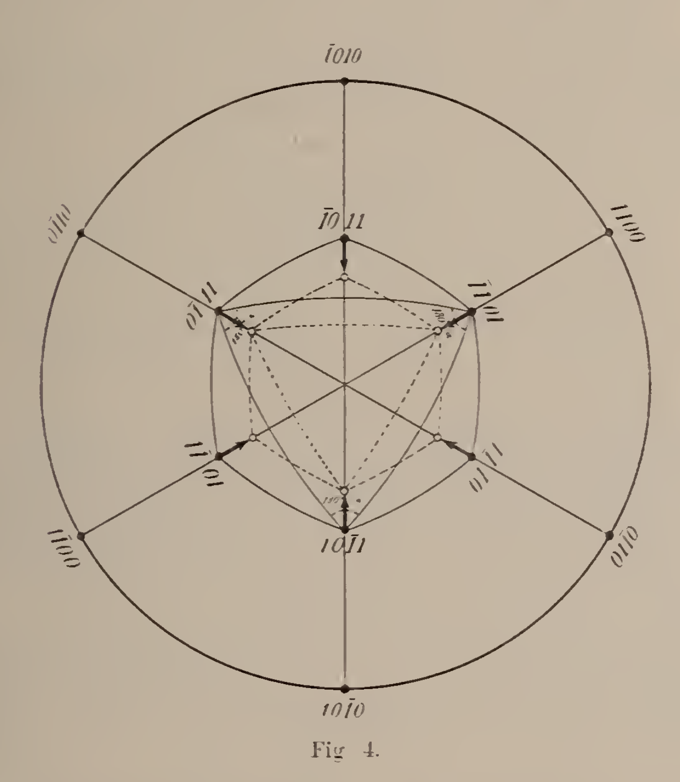


Fig. 4.

Die Gesamtformänderung des α-Quarzes von Zimmertemperatur bis zum Modifikationsumschlag ergibt sich aus den Beobachtungen und einer kleinen Extrapolation über die letzte bei 570° erfolgte Messung hinaus, wie nachstehend vermerkt ist.

	20°	573°	Winkel- bezw. Achsenänderung
$10\bar{1}1 : 1\bar{1}01$	85° 45,7′	85° 31,7′	— 14,0′
a : c : c =	1,1001	1,0938	— 0,0063
α =	93° 56,8′	94° 8,9′	+ 12,1′

Für die zwei anderen Winkel berechnen sich folgende Werte:

	20°	573°	Winkeländerung
1010 : 1011	38° 12,6′	38° 22,2′	+ 9,6′
1011 : 0111	46° 16,0′	46° 9,6′	— 6,4′

Das Maß der Winkeländerung wird bei steigender Temperatur und insbesondere nahe vor der Modifikationsänderung kräftiger. Es läßt sich das aus den Neigungen der Kurven erkennen und im Überblick tabellarisch für den Fundamentalwinkel 1011 : 1101 wie folgt vermerken.

Temperaturintervall					
20—73°	73—173°	173—273°	273—373°	373—473°	473—573°
Winkeländerung					
— 0,5′	— 1,1′	— 1.8′	— 2,2′	— 2,9′	— 5,5′

III. Winkeländerungen beim Modifikationsumschlag α- $\longleftrightarrow$ β-Quarz.

Etwas über 570° (durchschnittlich bei 573°) zeigte sich bei den Beobachtungen der Flächenreflexe (Websky'scher Spalt) am Goniometer die Umwandlung von α- in β-Quarz dadurch an, daß das Signalbild seine Einheitlichkeit verlor. Zumeist teilte es sich in zwei Bilder; sie deuten auf einen Knick der betreffenden Fläche hin. Ihr Abstand betrug etwa 5′. Beim Überschreiten der Temperatur von 573° nach oben oder unten vereinigten sich die Reflexe wieder zu einem einheitlichen Bilde[1].

Um den Zusammenhang zwischen optischer und geometrischer Änderung bequem beobachten zu können, wurde durch passende Stellung des Kristalls dafür gesorgt, daß zwei durch Doppelbrechung entstandene Spaltbilder gleichzeitig mit einem Flächenreflex des Spaltes beobachtet werden konnten. Es zeigte sich beim allmählichen Verändern der Temperatur, daß die optische Umwandlung sich langsamer vollzog als die Reflexveränderung. Auch kennzeichnete sich der Umwandlungsvorgang im optischen Effekt, also an den Doppelbrechungsbildern beim Erhitzen zuerst; einige Sekunden nachher bemerkte man die Anzeichen des Umschlages am Oberflächenreflex. Bei der langsamen Abkühlung gehen die Zeichen der optischen Änderung denen der geometrischen gleichfalls voran, und zwar noch ein wenig mehr als beim Erhitzen. Es scheint also die Umwandlung α- $\longleftrightarrow$ β-Quarz im Kristall jeweils von innen nach außen voranzuschreiten.

[1] Vergl. auch die Schilderung dieser Verhältnisse bei O. Mügge: Die Zustandsänderung des Quarzes bei 570°. N. Jahrb. f. Min. etc. Festband. 1907. p. 190.

Das beobachtete Maß der geometrischen Änderung bei dem Übergang des α-Quarzes in seine homoaxe Paramorphose β-Quarz, wie sie von O. Mügge genannt ist, ergibt sich aus der Fundamentalkurve für $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ wie folgt:

	α-Quarz bei 573°	β-Quarz bei 573°	Sprung der Formänderung
1011 : 1101	85° 31,7′	85° 28,4′	— 3,3′
a : c : c =	1,0938	1,0924	— 0,0014
α =	94° 8,9′	94° 11,7′	+ 2,8′

Für die beiden anderen in Betracht gezogenen Winkel berechnen sich hieraus folgende Werte:

	α-Quarz bei 573°	β-Quarz bei 573°	Sprung der Formänderung
$10\bar{1}0 : 1011$	38° 22,2′	38° 24,4′	+ 2,2′
$1011 : 01\bar{1}1$	46° 9,6′	46° 8,1′	— 1,5′

Die Winkelveränderung, die der Quarz beim Modifikationsumschlag erfährt, ist also zwar deutlich, aber gering, vergleichsweise nicht so groß wie die Wandlung, welche der α-Quarz beim Anstieg der Temperatur von 473° auf 573° erfährt; letztere beträgt für die Neigung $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ 5,5′ gegen 3,3′ beim Umwandlungspunkt.

Der Sinn der sprungweisen Veränderung beim Modifikationsumschlag α- ⟶ β-Quarz ist derselbe wie bei der stetigen Wandlung durch Erhitzen der α-Art, d. h. der Normalenwinkel von $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ wird kleiner, die Neigung der Normalen von $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ wird größer, von $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ geringer, α ist gewachsen.

IV. Winkeländerungen beim β-Quarz.

Nachdem beim Übergang von α- in β-Quarz eine kleine, ruckweise Formänderung des glühenden Kristallgebäudes sich vollzogen hat, setzt bei weiterer Steigerung der Wärme ein ganz anderes Maß der Winkeländerung ein, als es vor dem Umschlag herrschte. Wie die Kurven der Diagramme erkennen lassen, ist die Formänderung des β-Quarz beim Wechsel der Temperatur zwischen 570° und 780°, des höchsten von uns benutzten Wärmegrades, sehr gering. Um den Verlauf deutlich einzeichnen zu können, wurde in besonders kleinen Intervallen beobachtet.

Wie beim Erhitzen des α-Quarzes erfährt auch beim β-Quarz der Normalenwinkel $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ eine stetige Verkleinerung und wird entsprechend die Neigung der Normalen von $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$

größer, und von $10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$ geringer, der Winkel α wächst, so daß hier die stereographische Projektion Fig. 4 gleichfalls gilt. Die Gesamtänderung im Temperaturbereich 573° bis 780° läßt sich bezüglich $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ durch eine kleine Extrapolation und nach den Beobachtungen wie folgt zusammenfassen:

	573°	780°	Winkel- bezw. Achsenänderung
1011 : 1101	85° 28.4′	85° 27.2′	— 1,2′
a : c : c =	1.0924	1,0918	— 0,0006
α =	94° 11.7′	94° 12.7′	+ 1,0′

Für die zwei anderen Winkel berechnet sich aus diesen Fundamentalzahlen folgende Werte.

	573°	780°	Winkeländerung
$10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$	38° 24.4′	38° 25.3′	+ 0.9′
$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1$	46° 8.1′	46° 7.5′	— 0,6

Das beobachtete Maß der Winkeländerung ist, wie die Kurvenneigung für $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ (Fig. 1) zeigt, innerhalb gleicher Temperaturintervalle nicht sehr verschieden. Es sinkt ein wenig mit steigender Wärme.

Temperaturintervalle	573—673°	673—773°
Winkeländerung von 1011 : 1101 . .	—0,8′	—0,3′

Mineralog.-petrogr. Institut der Universität Leipzig.

Ueber Temnocheilus nodosum aus den Ceratitenschichten der Göttinger Trias.

Mit 2 Textfiguren.

Von Dr. phil. **Adolf Rosenbach** in Göttingen.

Bisher ist aus dem oberen Muschelkalk der Göttinger Trias, der mit Knoten verzierte „*Nautilus nodosus*" Münster sp. noch nicht beschrieben worden, und in der geologischen Sammlung des Göttinger Museums befanden sich fast nur glatte Formen. Auch die Literatur über *Nautilus nodosus* ist äußerst spärlich, ohne Abbildungen. Obwohl Graf Münster[1] eine geknotete Form schon

[1] Graf Münster, „Über das geognostische Vorkommen der Nautilaceen in Deutschland." Jahrb. d. Min., Geogn., Geol. und Petrefaktenkunde. Herausg. von v. Leonhard und Bronn. Jahrg. 1831. p. 383 und Bull. Soc. Géol. de France. 1831. Bd. 1.

1831 neben dem *Nautilus bidorsatus* SCHLOTH.[1] als neue Spezies aufgestellt hat — allerdings auch ohne eine Abbildung zu geben — so ist doch in der neueren Literatur keine Rücksicht auf die Unterscheidung geknoteter und glatter Formen genommen. QUENSTEDT[2] unterscheidet zwei Formen, den *Nautilus bidorsatus dolomiticus* aus dem Wellendolomit und ferner den *Nautilus bidorsatus nodosus* aus dem oberen Muschelkalk, wo er in Begleitung des *Ceratites nodosus* auftritt. Diesen letzteren *Nautilus bidorsatus nodosus* identifiziert



Fig. 1. *Temnocheilus nodosum* MÜNSTER sp. (½ nat. Größe). Ceratitenschichten von Diemarden bei Göttingen. (Original im Geolog. Museum in Göttingen.)



Fig. 2. Derselbe. Externseite.

QUENSTEDT mit *Nautilus nodosus* MÜNSTER bei DECHEN (Handbuch der Geognosie von de la Beche) und beschreibt ihn mit ziemlich stark ausgebuchteten „Rücken" und markierten „Rückenkanten", in welchen auf den Seiten runde flache Knoten stehen, deren Zahl nur wenig kleiner als die der Kammern ist. Sie gehen zwar in die Wohnkammer hinein, sind aber doch in der Jugend deut-

---

[1] SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde. p. 82. tab. XXXI, fig. 2a und 2b.

[2] QUENSTEDT. Petrefaktenkunde. die Cephalopoden. p. 54 u. N. Jahrb. f. Min. etc. 1840. p. 285.

licher, als im Alter. Dieser letzte Satz Quenstedt's paßt nicht vollkommen auf das vorliegende Exemplar, da die Knoten bei unserem Stücke auf den letzten Kammern und auf der Wohnkammer am kräftigsten ausgeprägt sind. Glattschalige Formen aus dem oberen Muschelkalk scheint Quenstedt in der schwäbischen Trias nicht beobachtet zu haben, da er aus dem oberen Muschelkalk nur die Form *Nautilus bidorsatus nodosus* beschreibt und ausdrücklich darauf hinweist, daß auffallenderweise fast alle schwäbischen Bidorsaten die flachblasigen Knoten zeigen. Leider gibt auch Quenstedt keine Abbildung. Eine Unterscheidung der *Nautilus*-Formen im oberen Muschelkalk scheint aber Bronn[1] wiederum zu machen, denn er erwähnt, daß unter dem Namen *Nautilus bidorsatus* drei Formen begriffen werden, welche von ihm „hinsichtlich der Synonymie, soweit diese unterschieden ist, mit α, β und γ bezeichnet“ sind, welche er nach den Verhältnissen der Breite und Höhe der Windungen unterscheidet, fügt aber hinzu, daß die Verhältnisse schwanken können und er den Ausmessungen eine absolute Beständigkeit und Bedeutung nicht beilegen möchte. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal sind nach Bronn bei α die glatten Rückenkanten, bei β dagegen die mit Knoten versehenen Rückenkanten, bei γ gibt er nichts über die Skulptur an. Die var. α identifiziert Bronn mit *Nautilus bidorsatus dolomiticus* Quenstedt aus dem Wellendolomit, während er β hauptsächlich dem Hauptmuschelkalk in Schwaben und γ dem Hauptmuschelkalk in Franken und Thüringen zuweist. Auch Bronn bemerkt, daß die Paläontologen jene Verschiedenheiten bisher wenig beachtet haben. Die var. β Bronn's ist Münster's *Nautilus nodosus* und Quenstedt's *Nautilus bidorsatus nodosus,* während var. γ für den *Nautilus arietis* Reinecke[2] gesetzt ist. Reinecke bildet einen glattschaligen *Nautilus* ab, der auch nach Münster's und Quenstedt's Ansicht wohl sicher mit Schlotheim's *bidorsatus* ident ist. Es würde also die var. γ Bronn's dem gewöhnlichen im oberen Muschelkalk Frankens, Thüringens und Niedersachsens vorkommenden glattschaligen *Nautilus bidorsatus* entsprechen. Die Abbildung Bronn's zeigt diesen gewöhnlichen glattschaligen *Nautilus bidorsatus.* In dem Katalog des britischen Museums[3] wird ebenfalls ausdrücklich zwischen *Temnocheilus bidorsatus* Schloth. sp. und *Temnocheilus nodosus* Münster sp. unterschieden und über den letzteren wird bemerkt: „Diese Spezies scheint *Temnocheilus bidorsatus* in jeder Beziehung zu gleichen, ausgenommen, daß sie mit einer Reihe von kräftigen flachen Knoten längs einer jeden Rücken-

[1] Bronn, Lethaea geognostica. 2a. p. 78 und 79.

[2] Reinecke, Maris protogaei Nautilos et argonautas etc. Coburg 1818. Tab. 10.

[3] Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum. Part II. Nautiloidea.

kante verziert ist." Eine Abbildung dieses *Temnocheilus nodosus* ist leider auch hier nicht beigegeben. Trotzdem nach MÜNSTER wiederum BRONN die erwähnten Unterschiede hervorgehoben hat, werden diese neuerdings von FRANZ[1] außer acht gelassen. FRANZ kommt zwar in seiner Arbeit über „*Nautilus bidorsatus* und seine Verwandten", wie vorher schon QUENSTEDT, zu dem Ergebnis, daß *Temnocheilus bidorsatus* in zwei verschiedene Arten zerfällt, in *T. dolomiticum* QUENSTEDT im unteren Muschelkalk und *T. bidorsatum* SCHLOTH. sp. im oberen Muschelkalk. Letzteren identifiziert er offenbar mit QUENSTEDT's *Nautilus bidorsatus nodosus*, allerdings ohne QUENSTEDT bei der Beschreibung des *Nautilus bidorsatus* anzuführen. FRANZ bezieht sich vor allem auf die von SCHLOTHEIM abgebildete glattschalige Form und sagt in seiner Beschreibung, daß die Skulptur „in flachen, meist kaum erkennbaren Marginalknoten" besteht. Über *Nautilus nodosus* MÜNSTER sp. erwähnt er überhaupt nichts und läßt diese Spezies scheinbar fallen. Demgegenüber muß hervorgehoben werden, daß im oberen Muschelkalk zwei deutlich verschiedene Formen zu unterscheiden sind, nämlich ein glattschaliger und ein mit deutlich ausgeprägten Knoten verzierter *Nautilus*. Im Gegensatz zu dem Vorkommen in Schwaben dürfte der glattschalige *Nautilus* in der Göttinger Trias überwiegen, während *Nautilus nodosus* seltener ist.

Das mir aus den Ceratitenschichten von Diemarden bei Göttingen vorliegende Exemplar ist wohl geeignet, zur Klärung der Frage einen Beitrag zu liefern. Das Stück ist größtenteils ein wohlerhaltener Steinkern, der aber auf den inneren Windungen Reste von Schale aufweist. Die eine Flanke des *Nautilus* ist viel weniger angewittert, als die andere, welche offenbar oben liegend der Verwitterung bedeutend mehr ausgesetzt war. Diese stark angewitterte Flanke zeigt nun die interessante Erscheinung der „doppelten Lobenlinien", auf welche neuerdings HAARMANN[2] bei Ceratiten wieder hingewiesen hat. HAARMANN hebt hervor, daß auf den Steinkernen vieler Ceratiten des deutschen Muschelkalks neben der vertieft erscheinenden Normalsutur, die der Anwachslinie des Septums an die Schale entspricht, noch eine andere erhabene Lobenlinie ohne Zähnelung an den Loben vorhanden ist, welche die Normalsutur kreuzt, bedeutend gerader ist, als dieselbe und einen Schnitt durch die nach innen flacher werdende Kammerwand darstellt. Die Ursache, warum das Bild der Normalsutur erhalten geblieben ist, sieht MARSH[3] in der absolut gleichmäßigen Verwitterung des Steinkerns, welche nicht nivellierend wirkt, sondern die Normalsutur und auch die Skulptur in allen

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1903. 17. Beil.-Bd.

[2] Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1910. No. 2. p. 97—100.

[3] O. C. MARSH, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XVII. 1865. Monatsber.

Einzelheiten erhält. Haarmann nimmt als ausschlaggebenden Faktor für eine solche gleichmäßige Verwitterung den Regen an. Auch unser Exemplar ist besonders nach der Wohnkammer zu stark angewittert, wie der größere Abstand zwischen der Normalsutur und der anderen Lobenlinie beweist. Allmählich werden bei geringer werdender Verwitterung die Abstände zwischen den beiden Lobenlinien immer kleiner bis zum Beginn der Schale. Der *Nautilus* besitzt demnach seine ursprüngliche Dicke nicht mehr. Auf der wenig angewitterten Flanke unsers Exemplars sind schwache nahezu radial verlaufende Wülste zu beobachten. Sie beginnen ganz flach etwas unter der Mitte der Flankenhöhe, werden nach außen gröber und schwellen bei dem Übergang auf die etwas ausgebuchtete Externseite zu groben stumpfen Knoten an. Diese Knoten sind nach hinten oben in ganz stumpfe Kanten ausgezogen, welche auf der angewitterten Seite scharfkantig geworden sind (vergl. Fig. 2). Die Umbilikalkanten sind ebenfalls, wie die Externkanten, deutlich ausgeprägt, jedoch ohne Knoten mit steilem Abfall nach dem Nabel hin. Dicht vor der Umbilikalkante ist eine spiralverlaufende schwache Furche auf den Flanken zu beobachten. Der Durchmesser beträgt 13 cm, die Höhe der Mündung 6 cm und die Breite der Mündung 7,5 cm. Das vorliegende Exemplar scheint dem *Temnocheilus cassianus* E. v. Mojsisovics[1] aus der alpinen Trias nahe zu stehen. Jedenfalls paßt im großen und ganzen die Beschreibung des *Nautilus nodosus* von Quenstedt auf das Diemardener Exemplar, so daß es gerechtfertigt erscheint, dieser Form als „*Temnocheilus nodosum*“ Münster sp. neben dem gewöhnlichen glattschaligen *Temnocheilus bidorsatum* Schloth. sp. im oberen Muschelkalk einen besonderen Platz einzuräumen.

Geolog.-paläontol. Institut der Universität Göttingen.

Ueber die Procolophoniden, mit einer neuen Form aus dem Buntsandstein.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

Mit 5 Textfiguren.

Unlängst wurden im mittleren Buntsandstein (Chirotherien-Horizont) in der Nähe von Mittelberg bei Koburg Hohldrücke von Saurierskeletten gefunden. Dieselben wurden vom Koburger Museum erworben und durch Herrn Stabsarzt Dr. Fischer mir in dankenswerter Weise zur Präparation und Beschreibung anvertraut. Gleichzeitig war Mr. William Taylor im Lhanbryde bei Elgin

[1] E. v. Mojsisovics, „Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz.“ Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. Bd. X. p. 268.

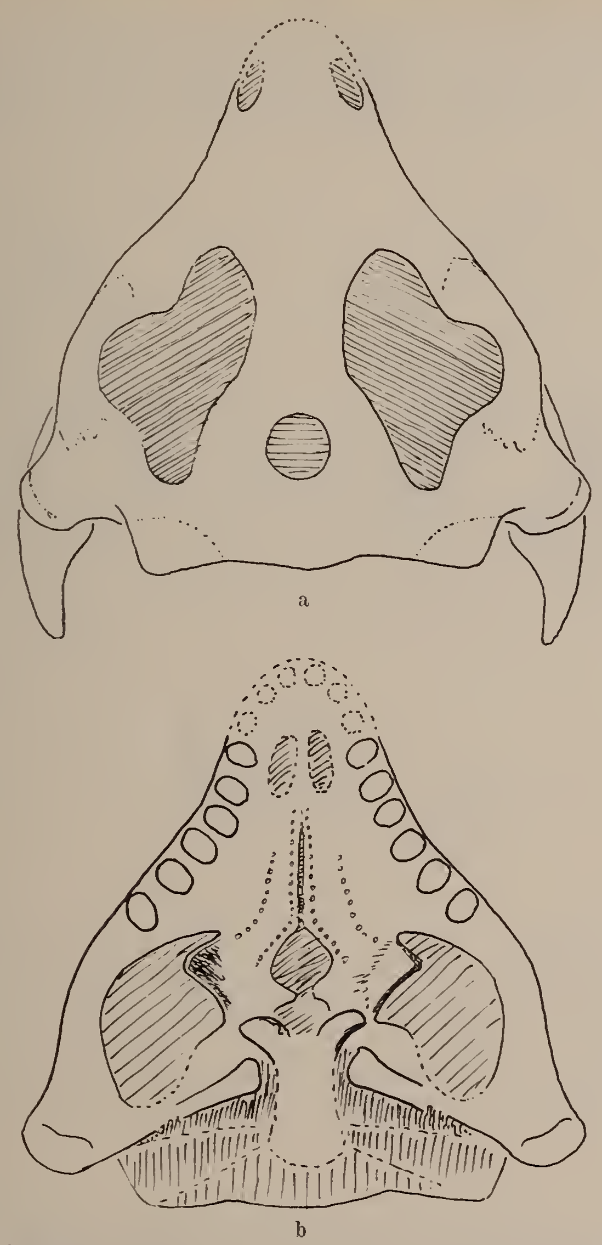


Fig. 1. Schädel von *Koiloskiosaurus coburgiensis* n. g. n. sp. in nat. Größe. Wenig restauriert, d. h. Teile, die auf einer Seite fehlen, sind von der anderen übernommen: nur die punktierten Contourlinien sind ergänzt. a) Dorsalansicht, man sieht die Hinterenden des Unterkiefers. Supratemporale, Quadratum und Jugale sind die Knochen, deren Sutur sichtbar ist. b) Gaumenansicht (Stapes!).

in Nordschottland so freundlich, mir eine Anzahl neuer Funde von *Telerpeton elginense* Mantell zur Verfügung zu stellen, die ebenfalls als Hohldrücke erhalten sind, und die sehr interessante ergänzende Resultate ergaben. Von allen diesen Hohlformen

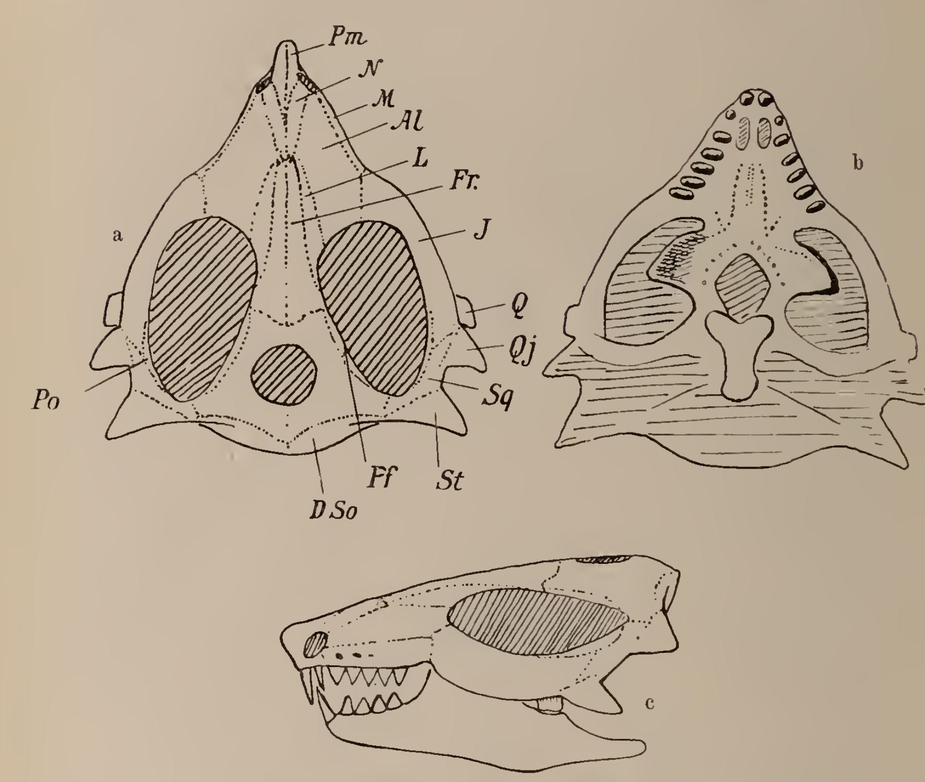


Fig. 2. Schädel von *Telerpeton elginense* Mantell in nat. Größe aus dem *Stegonolepis*-Sandstein (mittl. Trias) von Lossiemouth bei Elgin, Nordschottland. a Dorsalansicht, b Gaumenansicht, c von links. Al = Adlacrymale („Lacrymale"), DSo = Dermo-Supraoccipitale, Fr = Frontale, J = Jugale, L = Lacrymale („Präfrontale"), M = Maxilla, N = Nasale, Pf = Postfrontale, Pm = Prämaxilla, Po = Postorbitale, Q = Quadratum, Qj = Quadratojugale, Sq = Squamosum, St = Supratemporale. Sehr wenig restanriert.

wurden Leim- und Gipsabgüsse gemacht, um sie besser studieren zu können. Eine ausführliche Beschreibung mit zahlreichen Abbildungen ist fertig, kann aber erst im nächsten Bande der Palaeontographica erscheinen und da bis dahin noch einige Zeit verfließen wird, möchte ich jetzt eine kurze Mitteilung darüber machen.

Für die neue Form aus Koburg schlage ich den Namen *Koiloskiosaurus coburgiensis* vor. *Koiloskiosaurus*, *Sclerosaurus*, *Telerpeton* und *Procolophon* bilden die Gruppe der Procolophoniden, die zu den Cotylosauriern im weiteren Sinne gerechnet werden muß. Sie sind die einzigen triassischen Cotylosaurier.

Eigentümlich ist bei allen diesen Formen die umfangreiche und langgestreckte Gestalt des Augendurchbruches. Aus der Knochenbegrenzung desselben bei *Procolophon* und *Telerpeton* schließe ich, daß ein nach vorne nicht geschlossener Temporaldurchbruch mit der Orbita vereinigt ist und bezeichne daher den ganzen Durchbruch als Orbitotemporalöffnung. Näheres darüber ist in der ausführlichen Beschreibung gesagt.

Der Schädel aller dieser Gattungen ist dreieckig, hinten sehr breit, oben flach, mit großen langgestreckten Orbitotemporalöffnungen, einem relativ sehr großen Parietalloch und mehr oder weniger stark ausgebildeten Stachelfortsätzen an der Hinterkante und den hinteren Lateralecken des Schädels. Bei allen ist die Bezahnung differenziert, indem quer verbreiterte Backenzähne und spitzere Zähne vorne vorhanden sind. Die Nasenlöcher sind an einer hohen spitzen Schnauze fast terminal gelegen. Im Gaumen liegen die Choanendurchbrüche vorne und sind durch das bezahnte Vomerpaar getrennt. Postpalatinale Gaumendurchbrüche fehlen. Die bezahnten Pterygoide weichen median vor dem sehr langgestreckten Basisphenoid auf eine kurze Strecke weit auseinander. Das Pterygoid hat spitze abwärts gerichtete Querfortsätze. Der Unterkiefer hatte einen hohen Kronfortsatz (*Koiloskiosaurus* und *Telerpeton*). Die Präsacralwirbelzahl beträgt ca. 24 (nur von *Procolophon* ist mir darüber nichts Genaueres bekannt). Die Gestalt der oberen Wirbelbögen erinnert stark an *Diadectes* und *Pareiasaurus*. Der Brust-Schultergürtel besteht bei all diesen Gattungen aus einer T-förmigen Interclavicula, getrenntem scheibenförmigen Coracoid und Procoracoid, breiten bumerangförmigen Claviculae und gestreckter Scapula mit Acromion. Die Ulna ist mit einer Olecranon-artigen Erhöhung versehen. Der Carpus besteht bei allen aus Radiale, Intermedium, Ulnare, 1—2 Centralia und 4—5 Distalia. Die Phalangenformel der Hand ist bei *Telerpeton* und *Koiloskiosaurus* 2, 3, 4, 5, 3. Das Ileum ist wahrscheinlich bei allen gestreckt mit mäßigen Verbreiterungen an beiden Enden. Ischium und Pubis sind plattenförmig, ersteres etwas verlängert, letzteres kleiner und mit großem Foramen. Die Medialseite des Proximalendes des Femur ist konkav, wie bei allen Cotylosauriern. Tibia und Fibula sind wesentlich kürzer als das Femur. Der Tarsus von *Sclerosaurus* und *Telerpeton* ist durch einen einheitlichen Astragalo-Calcaneus in der proximalen Reihe ausgezeichnet, während bei *Koiloskiosaurus* und *Procolophon*

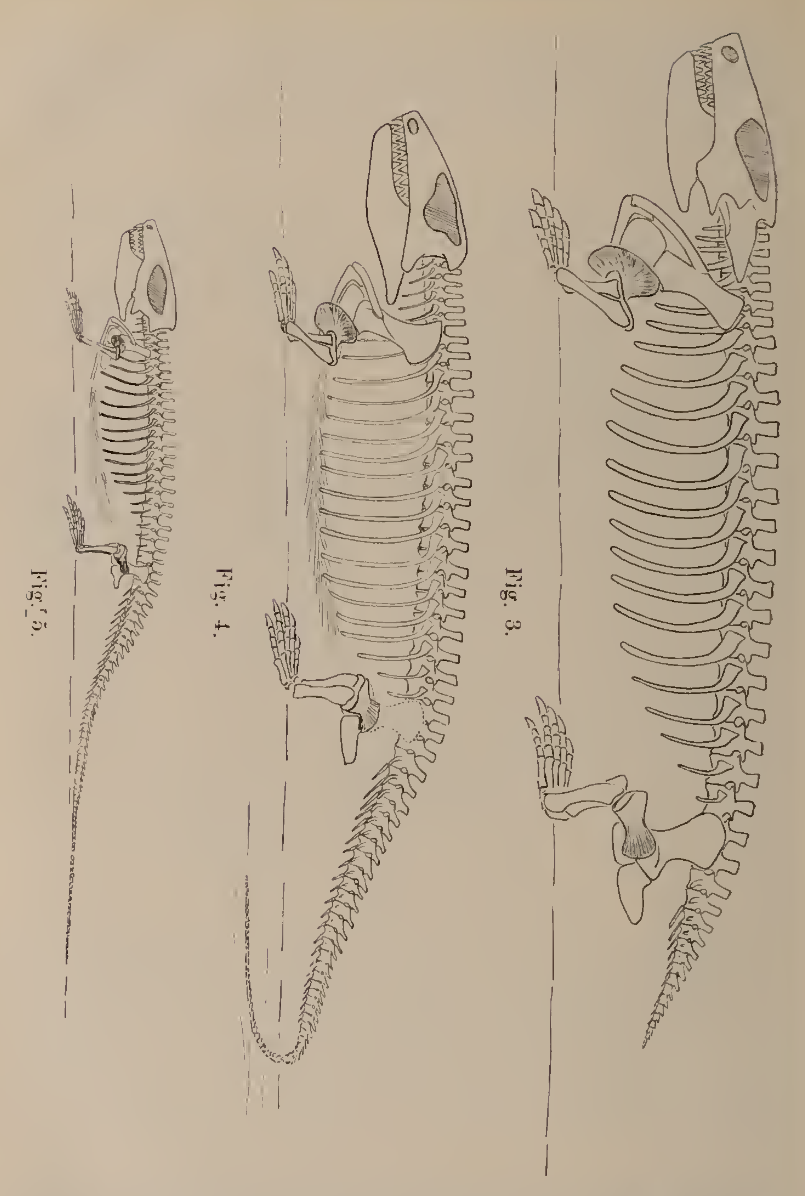


Fig. 3—5. Restaurationen der Skelette von 3. *Sclerosaurus armatus* H. v. Meyer aus dem mittleren Buntsandstein von Riehen bei Basel: 4. *Koiloskiosaurus coburgiensis* F. v. Huene aus dem mittleren Buntsandstein von Höhe bei Mittelburg, unweit Koburg; 5. *Telerpeton elginense* Mantell aus der mittleren Trias von Elgin, Nordschottland. Fig. 3—5 in $\frac{1}{3}$ natürlicher Größe.

diese Elemente als große Platten entwickelt sind, zwischen denen ein Kanal hindurchzieht, das Intermedium ist bei ihnen auch vorhanden und durch eine kleine Knochenbrücke mit dem Astragalus verbunden. Die Phalangenformel des Fußes unterscheidet sich nicht von der der Hand bei *Telerpeton* und *Procolophon*, bei *Koiloskiosaurus* ist sie nicht vollständig erkennbar, bei *Sclerosaurus* ist sie wie bei *Pareiasaurus* 2, 3, 3, 4, 3. Bei *Koiloskiosaurus*, *Telerpeton* und *Procolophon* ist ein aus feinen rutenförmigen Abdominalrippen bestehender Bauchpanzer vorhanden; vermutlich war er auch bei *Sclerosaurus* da, ist aber nicht gefunden. Hautbepanzerung ist nur von *Sclerosaurus* auf dem Rücken bekannt. *Sclerosaurus* hat einen kurzen Schwanz, die drei anderen Formen haben lange Schwänze.

Die drei hier beigefügten Rekonstruktionen (Fig. 3—5) zeigen das Fehlen eines eigentlichen Halsabschnittes, denn der Brust-Schultergürtel ist in allen Fällen dicht hinter dem Schädel gefunden worden. Hierin ist auch die frühere Rekonstruktion von *Sclerosaurus* zu berichtigen. Sehr starke Knickstellung der Extremitäten ist durch die Gelenkflächen wahrscheinlich gemacht.

Die Procolophoniden unterscheiden sich von den permischen Cotylosauriern sens. lat. hauptsächlich durch die Orbitotemporalöffnung und durch die aparte Ausbildung des Brust-Schultergürtels.

—

Die Säugetierfauna der Pithecanthropus-Schichten.

Von **H. Stremme.**

(Schluß.)

Wir sehen also hier eine Fauna, die recht beträchtlich von der heutigen abweicht. Von denen der Art nach gut bestimmbaren Formen ist keine mit einer rezenten identisch. Den rezenten Arten nahe stehen die von *Rhinoceros*, *Buffelus* und *Bibos*; weniger die von *Cervulus* und *Sus brachygnathus*. Jedoch sind möglicherweise diese fünf Arten die Vorfahren der heute auf Java lebenden. Als Familie sind heute auf Java ausgestorben die drei Proboscidier, *Hippopotamus* und die Antilope, als Gattung *Mececyon* und *Feliopsis*, als Untergattung *Axis*. *Hystrix* sp., *Sus macrognathus* Dub., *Cervus* sp. und *Macacus* sp. konnten in ihren verwandtschaftlichen Beziehungen zu rezenten Formen nicht sicher bestimmt werden.

Wenn wir nun die Fauna im Verhältnis zu den fossilen durchgehen, so waren zu *Mececyon* und *Feliopsis* keine näheren fossilen Verwandten auffindbar. *Stegodon Airawana* und *Stegodon* cf. *trigonocephalus* sind *St. insignis* und *ganesa* aus dem indischen Pliocän und Altpleistocän verwandt; *Elephas* sp. dem *E. hysudricus*, ebenfalls aus dem indischen Pliocän und Altpleistocän. *Rhinoceros*

sivasondaicus steht dem pliocänen *Rh. sivalensis* nahe, das ja dem *Rh. sondaicus* sehr ähnlich ist. Dem *Sus brachygnathus* scheinen *S. hysudricus* aus dem indischen und *S. hyotherioides* aus dem chinesischen Pliocän verwandt zu sein. *Cervulus kendengensis* steht im Geweih zwischen dem miocänen *Dicrocerus* und dem miocänen und pliocänen *Cervulus? dicranocerus* einerseits und dem rezenten *Cervulus* andererseits. *Axis*-Hirsche sind schon aus dem Pliocän der Siwaliks *(Cervus simplicidens)* und von Europa bekannt. Die Antilope steht *Boselaphus* nahe, von welcher Gattung schon Reste aus dem indischen Pliocän bekannt geworden sind. *Bibos* wird von Indien und China erst aus pleistocänen Lagern erwähnt. Der fossile *Bibos* und *Buffelus palaeokerabau*, der vielleicht mit dem pliocänen *B. platyceros* verwandter ist als mit dem *Arni*, verhalten sich zu den rezenten Vertretern dieser Gattungen auf Java, wie *B. palaeindicus* aus pliocänen und pleistocänen Schichten Indiens zum rezenten *Arni*: sie könnten die Vorfahren der rezenten gewesen sein. *B. palaeokerabau* ist mit *B. palaeindicus* ebenso verwandt wie *Kerabau* mit *Arni*.

Was nun die anderen, nur der Gattung nach bestimmten Formen anlangt, so ist *Hystrix* schon im Pliocän der Siwaliks vorhanden. Ebenso kommen Makaken dort vor. *Hippopotamus* läßt sich nicht als *Hexa*- oder *Tetraprotodon* bestimmen. *Hippopotamus* kommt in den Siwaliks vor und mit einer, ähnliche Backenzähne aufweisenden Form in der altquartären Narbadafauna Indiens. An den Resten des *Cervus* sp. läßt sich keine Zugehörigkeitsbestimmung treffen.

Übersichtlich zusammengestellt ergeben die verwandtschaftlichen Beziehungen die folgende Tabelle, in der Siw. = Siwalikfauna, Nb = Narbadafauna, Karn. = Karnulfauna ist.

Die Säugetierfauna von Trinil, wie sie sich nach den Ausgrabungen von Frau Prof. Selenka darstellt, ist also jedenfalls eine solche, die eine beträchtliche Zahl an alten Formen enthält. Als Ganzes genommen hat sie eine gewisse Ähnlichkeit mit der altpleistocänen Narbadafauna Indiens. Schlosser gibt in seinem Werke über die fossilen Säugetiere Chinas die folgende Zusammenstellung von dieser:

Ursus namadicus Falc.
Mus sp.
Euelephas namadicus Falc.
" *hysudricus* Falc.*
Loxodon planifrons Falc.
Stegodon insignis Falc. } *
" *ganesa* Falc. }
Equus namadicus Falc.
Hippopotamus namadicus Falc.
" *palaeindicus* Falc.
Sus sp.
Cervus cf. *Aristotelis* Cuv.
Boselaphus namadicus Rüt.*
Bos namadicus Falc.
Leptobos Frazeri Rüt.
? *Bibos palaeogaurus* Rüt.
Buffelus palaeindicus Falc.*

	Trinil	Pliocän	Pleistocän	Jetztzeit	Jetztzeit auf Java
1.	*Hystrix* sp.	*Hystrix* Siw.	*Hystrix* Karn.	*Hystrix*	*Hystrix*
2.	† *Mececyon trinilensis* n. g. n. sp.	—	—	+	+
3.	† *Feliopsis palaeojavanica* n. g. n. sp.	—	—	+	+
4.	† *Stegodon Airawana* Mart.	*Stegodon insignis* u. „ *ganesa* } Siw.	*Stegodon insignis* u. „ *ganesa* } Nb.	+	+
5.	† *Stegodon* cf. *trigonocephalus* Mart.	dto.	dto.	+	+
6.	*Elephas* sp.	*Elephas hysudricus* Siw.	*Elephas hysudricus* Nb. „ *antiquus* Europa	*Euelephas*	+
7.	*Rhinoceros sivasondaicus* Dub.	*Rhinoceros sivalensis* Siw.	—	*Rhinoceros* s. str.	*Rhinoceros sondaicus*
8.	*Hippopotamus* sp.	?	? *Hippopotamus palaeindicus* Nb.	?	+
9.	*Sus brachygnathus* Dub.	? *Sus hysudricus* Siw. ? „ *hyotherioides* China	—	*Verrucosus*-Gruppe	*Verrucosus*-Gruppe
10.	*Sus macrognathus* Dub.	?	?	?	?
11.	*Cervulus kendengensis* n. sp.	*Dicroceras* Miocän *Cervulus*? Miocän, Pliocän } Europa	*Cervulus muntjac* Karn.	*Cervulus*	*Cervulus*
12.	*Cervus (Axis) Lydekkeri* Mart.	*Cervus (Axis) simplicidens* Siw.	*Cervus axis* Karn.	*Axis*	+
13.	*Cervus* sp.	?	?	?	?
14.	† *Duboisia Kroesenii* Dub. n. g.	*Boselaphus* sp. Siw.	*Boselaphus namadicus* Nb.	*Boselaphus*	+
15.	*Buffelus palaeokerabau* Dub.	*Buffelus palaeindicus* Siw. ? „ *platyceros* Siw.	*Buffelus palaeindicus* Nb.	*Buffelus*	*Buffelus sondaicus*
16.	*Bibos palaeosondaicus* Dub.	—	? *Bibos palaeogaurus* Nb.	*Bibos*	*Bibos sondaicus*
17.	*Macacus* sp.	*Macacus* Siw.	—	*Macacus*	? *Macacus cynomolgus* = *Cynomolgus fascicularis*

Es sind unter 16 (bezw. 17) Formen mindestens die fünf mit * versehenen, die nahe Verwandte in der Kendengfauna haben. Gerade diese fünf kommen aber, und zwar vier der Art nach, schon im Jungpliocän der Siwaliks vor. Auch die Narbadafauna zeigt eine beträchtliche Zahl heute in Indien ausgestorbener Gattungen, nämlich *Stegodon*, *Loxodon*, *Hippopotamus*, *Leptobos* und *Bos*. Allerdings stehen die übrigen Formen zumeist den rezenten nahe. In bezug auf die Zahl der ausgestorbenen Gattungen und Untergattungen erweist sich die javanische Fauna als die reichere und damit vielleicht ältere. Von 14 Gattungen der Narbadafauna sind die oben erwähnten fünf der Gattung oder Untergattung nach in Indien und dem angrenzenden Gebiete ausgestorben, während von den 14 Kendengformen der Selenka-Sammlung sieben, nämlich *Stegodon*. *Elephas*. *Hippopotamus*. *Duboisia*. *Mececyon*. *Fetiopsis* und *Axis* der Gattung bezw. Untergattung *(Axis)* nach von Java verschwunden sind. Überhaupt ausgestorben sind aus der Narbadafauna *Stegodon*, *Hexaprotodon* und *Leptobos*. aus der Trinilfauna *Stegodon*, *Mececyon*, *Feliopsis*. *Duboisia*. ferner nach Dubois noch *Hexaprotodon*. *Leptobos* und *Pithecanthropus*. Trotz dieser Unterschiede gegenüber der rezenten Fauna wird man immerhin nicht leugnen können, daß die Narbadafauna der Trinilfauna gleichwertig (im Sinne von Branca[1]) ist, d. h., daß beide ungefähr gleiche Entwicklungsstadien des Säugetiertypus darstellen.

Schon nach Dubois' vorläufiger Bestimmung der Kendengfauna hatte Frech (in der Lethaea; Quartär 1. 1904. p. 30/31) darauf hingewiesen, daß in generischer Hinsicht die Abweichung dieser Fauna von der rezenten javanischen größer sei, als die der Narbadafauna von der rezenten indischen; war aber dennoch wegen der (nach dem Material der Selenka-Sammlung nicht mehr vorhandenen) absoluten generischen Identität der *Pithecanthropus*-Fauna mit der Narbadafauna für das altquartäre Alter auch der ersteren eingetreten.

Die Fauna der indischen Karnulhöhlen ist wesentlich jünger. Sie besteht überwiegend aus rezenten Arten und die sicher bestimmten Gattungen sind alle rezent. Der älteren Pleistocänfauna Chinas fehlen die Stegodonten, sie enthält nach Schlosser verschiedene rezente Formen.

Die Fauna der Siwaliks ist bisher nur wenig genau nach stratigraphischen Gesichtspunkten gesondert worden. Nach Schlosser ist sie in der Hauptsache als eine unterpliocäne Hipparionenfauna anzusprechen, entsprechend der von China, Maragha, Pikermi, Eppelsheim. Nur „die meisten Boviden, sowie die *Stegodon* und *Euelephas hysudricus* werden dagegen vermutlich einen höheren Hori-

[1] Branca (Branco), Über eine fossile Säugetierfauna von Punin bei Riobamba in Ecuador. Palaeontol. Abt. I. 2. S. 158.

zont, etwa Oberpliocän repräsentieren." Also gerade die den Kendengformen nahestehenden sprechen nach SCHLOSSER für ein oberpliocänes Alter der Schichten, in denen sie gefunden sind. *Stegodon insignis* bezeichnet SCHLOSSER geradezu als das Leitfossil der asiatischen Oberpliocänfauna (wonach dann allerdings die Narbadafauna auch in das Oberpliocän rückte). Auch eine so zusammengesetzte indische Oberpliocänfauna wäre der Trinilfauna gleichwertig.

Die chinesische Oberpliocänfauna ist nur durch spärliche Überreste bekannt geworden. SCHLOSSER rechnet hierher *St. insignis* und vielleicht *Siphneus arvicolinus*, *Pantholops hundisiensis*, *Aceratherium*; auch *Equus sivalensis*, *Gazella* aff. *subgutturosa* und *Hyaena (Lycyaena) macrostoma* könnten hergehören, der Gattung oder Untergattung nach bis auf *Stegodon*, *Aceratherium* und *Lycyaena* heute noch in China oder Zentralasien, Tibet, vorkommende Formen.

Die wenigen, von NAUMANN und BRAUNS beschriebenen fossilen Säuger Japans, darunter auch *Stegodon*, sind zeitlich zu schlecht gesondert, können daher nicht näher verglichen werden.

Die unterpliocänen *Hipparion*-Faunen sind von der Kendengfauna durch das Vorkommen von Formen wie *Hipparion*, *Mastodon*, *Dinotherium*, *Aceratherium* speziell die indische noch durch *Anthracotherium* und Verwandte, *Sivatherium* und Verwandte u. a. unterschieden.

Aus Afrika ist die möglicherweise mittelpliocäne *Hipparion*-Fauna des Wadi Natrun in spärlichen Überresten bekannt geworden. Die rezente arabisch-äthiopische Steppenfauna ist ja der *Hipparion*-Fauna noch ähnlich. Die älteren Quartärfaunen schließen sich zumeist eng an die rezenten an. Der nordafrikanische diluviale *Buffelus antiquus* POMEL ist mit seinem gestreckten Hinterhaupt und den langen Hornzapfen dem *Arni* etwas ähnlich.

Die europäischen Oberpliocänfaunen der Auvergne, von Roussillon, Montpellier und Val d'Arno enthalten nach SCHLOSSER's Zusammenstellung Cynopithecinen, *Canis*, *Vulpes*, *Ursus*, *Machairodus*, *Felis*, *Viverra*, *Mustela*, *Hyaena*, *Hystrix*, *Castor*, *Lepus*, *Mastodon*, *Elephas*, *Hipparion*, *Equus*, *Tapirus*, *Rhinoceros*, *Hippopotamus*, *Sus* (od. *Potamochoerus*), *Bos*, *Leptobos*, *Gazella*, *Palaeoryx*, *Palaeoreas*, Cerviden der Untergattungen *Elaphus*, *Capreolus*, *Axis*, *Polycladus*. Boviden, Antilopen, *Axis*, *Hippopotamus* sind also hier ebenfalls vertreten. Auch in der übrigen Zusammensetzung zeigt die europäische Oberpliocänfauna mit der Kendengfauna Ähnlichkeit. Ja, man darf wohl beide Faunen als gleichwertig bezeichnen. *Mastodon* kann nicht unbedingt gegenüber *Stegodon* als die altertümlichere Form gelten, da die Gattung in Amerika und Afrika bis ins Pleistocän geht und auch hier schon neben *Elephas* steht. Auch gehören die Arten *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* nicht zu den primitiven *Mastodon*-Arten. *Hipparion* neben *Equus* wird

man ebenfalls nur als Relikt ansehen dürfen. Von 40 Gattungen des europäischen Jungpliocän, die Lydekker (Geogr. Verbr. und geologische Entwicklung der Säugetiere. 1897. p. 288/9) zusammenstellt, sind 20 in Europa und 9 = 22,5 % überhaupt ausgestorben. Unter den 14 Gattungen der Selenka-Sammlung sind 7, also ebenfalls 50 % auf Java und 4, d. h. 28,6 % überhaupt ausgestorben. Von Dubois' 19 Gattungen und Untergattungen [ich lasse den vage bestimmten Affen *Macacus* oder *Semnopithecus* fort] sind 9 = 47,4 % auf Java und 4 = 21,5 % überhaupt ausgestorben. Die Sammlungen von Dubois und Frau Selenka vereinigt zeigten unter 21 Gattungen 11 auf Java und 6 überhaupt ausgestorbene entsprechend 52,4 und 28,6 %.

Von den 56 Gattungen, die Zittel aus dem europäischen Diluvium anführt, sind dagegen kaum mehr als 10 in Europa und vielleicht 5 überhaupt ausgestorben. Allerdings sind hierunter alle diluvialen Formen, nicht nur die altdiluvialen, verstanden. In den altdiluvialen Forest-Beds von Cromer sind von 25 Gattungen auch nur 6 in Europa und 2 völlig erloschen. Nach Reids[1] Zusammenstellung sind es *Machairodus*, *Canis*, *Hyaena*, *Ursus*, *Mustela*, *Gulo*, *Lutra*, *Bison*, *Ovibos*, *Caprovis*, *Alces*, *Elephas*, andere Cerviden, *Hippopotamus*, *Sus*, *Equus*, *Rhinoceros*, *Elephas*, *Arvicola*, *Sciurus?*, *Mus*, *Castor*, *Trogontherium*, *Talpa*, *Sorex*, *Myogale*. Diese eigentümliche Mischfauna ist jedenfalls der Trinilfauna nicht gleichwertig. Ebensowenig die Fauna der Mosbacher Sande, die nach Schröder[2] *Equus*, *Rhinoceros*, *Sus*, *Hippopotamus*, *Cervus* (*Elaphus*, *Capreolus* und *Alces*), *Bison*, *Elephas*, *Castor*, *Trogontherium*, *Ursus*, *Meles*, *Hyaena*, *Felis*, *Capra*, *Lepus*, *Mus*, *Arvicola*, *Cricetus*, *Sorex*, *Canis*; von 22 Gattungen also nur 5 in Europa und nur eine überhaupt ausgestorbene Gattung. Die altquartären Faunen von Frankreich, Spanien, Italien sind im ganzen nach Frech's Zusammenstellung in der Lethaea diesen beiden vollständiger bekannten zu vergleichen und alle durch das Eindringen nordischer Formen einerseits, das Verschwinden von *Tapir*, *Axis* und den Antilopen andererseits von den pliocänen verschieden. Diese Abweichungen der europäischen altquartären Faunen von der Trinilfauna bedeuten infolge der klimatischen Unterschiede natürlich nichts für das pliocäne Alter der letzteren.

Die altpleistocänen amerikanischen Faunen der *Equus*- und *Megalonyx*-Schichten in Nordamerika und der Pampasformation in Südamerika zeigen in ihrer Zusammensetzung nur wenige oder gar keine Berührungspunkte mit der Trinilfauna. Die westlichen *Equus*-Schichten enthalten u. a. neben mehreren *Equus*-Arten noch *Elephas imperator*, ausgestorbene Cameliden und *Caprowaryx*. Os-

---

[1] Reid, Pliocene Deposits of Britain. 1890. p. 225.

[2] Schröder, Die Wirbeltierfauna der Mosbacher Sande. I. Berlin 1903.

BORN[1] gibt 21 Gattungen aus der *Equus*-Zone an, von denen 7, also $\frac{1}{3}$, ausgestorben sind. Die östlichen *Megalonyx*-Schichten enthalten nach FRECH's Zusammenstellung neben 11 überhaupt ausgestorbenen Genera, darunter *Mastodon, Machairodus, Cervalces,* noch 22 lebende Gattungen, davon 13 mit noch lebenden Arten. Die Pampasfauna weist unter 103 Gattungen 50 überhaupt ausgestorbene auf, darunter 27 Edentatengattungen.

In Australien sind von 23 pleistocänen Gattungen 13 ausgestorben, und zwar nur Beutler.

Diese bemerkenswerten Daten über die amerikanischen und australischen Pleistocänfaunen, auf die mich Herrn Geheimrat BRANCA gütigst verwies, zeigen deutlich die geringe Brauchbarkeit der Zahlenangaben zur Altersbestimmung bei den Säugetierfaunen. Während man die Trinilfauna im Vergleich mit den indischen und europäischen wohl für Oberpliocän halten müßte, erscheinen die altdiluvialen Faunen von Amerika und Australien reicher an ausgestorbenen Gattungen.

Mit Sicherheit vermag ich also nicht zu erweisen, daß die Kendengfauna oberpliocänen Alters ist, aber eine gewisse Wahrscheinlichkeit ist diesem Schlusse nicht abzusprechen. In der Zusammensetzung am ähnlichsten ist die altpleistocäne Narbadafauna. Aber während von deren 14 Gattungen 5 der Gattung oder Untergattung nach in Indien und 3 überhaupt ausgestorben sind (= 35,6 bezw. 21,4 %), sind die Sammlungen von DUBOIS und Frau SELENKA vereinigt genommen von 21 Gattungen der Trinilfauna 11 auf Java und 6 überhaupt ausgestorben (= 52,4 bezw. 28,6 %). Die Formen, die die Narbadafauna mit der pliocänen der Siwaliks verbinden, nämlich *Stegodon insignis* und *ganesa*, *Elephas hysudricus*, *Hippopotamus*, *Boselaphus*, *Buffelus palaeindicus* sind gerade solche, die auch der Trinilfauna mit nahe verwandten oder in bezug auf die Gegenwart entsprechenden Typen angehören. Auch die oberpliocänen Faunen von Europa sind ihrer Zusammensetzung nach gleichwertig und in dem Prozentsatze ausgestorbener Gattungen der Trinilfauna nicht unähnlich. Aber in der altpleistocänen *Megalonyx*-Fauna von Nordamerika haben wir schon 33,3 % überhaupt ausgestorbener Gattungen, in der Pampasfauna 48,5 %, in der australischen Pleistocänfauna sogar 56,5 %. Demgegenüber beweisen die im Vergleich zu denen der Narbadafauna höheren Zahlen der Trinilfauna immerhin nicht viel für das oberpliocäne Alter der letzteren.

Berlin, im August 1910.

[1] OSBORN, Cenozoic Mammal Horizons of Western North America. U. S. Geol. Surv. Bull. 361, p. 85.

Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal (Obersteiermark).

Von Dr. **Fr. Heritsch** in Graz.

Den folgenden Zeilen liegt außer einer Reihe von längeren Exkursionen das genaue Studium der älteren Literatur zugrunde. Es soll im folgenden der Versuch gemacht werden, eine der am wenigsten bekannten, insbesonders tektonisch am meisten vernachlässigten Regionen im Sinne der Deckentheorie als berechtigte Arbeitshypothese zu betrachten. Wenn auch nichts abgeschlossenes gegeben werden kann, so mögen die folgenden Zeilen als ein bescheidener Versuch zur Lösung wichtiger Fragen angesehen werden. Im übrigen verweise ich auf den kürzlich in dieser Zeitschrift von mir erschienenen Artikel; der vorliegende ist in gewissem Sinne seine Fortsetzung.

Die Ablagerungen des Obercarbons lassen sich aus dem Paltental durchgehend bis in das unterste Mürztal verfolgen, eine Tatsache, die schon sehr lange bekannt ist. In der Gegend von Gaishorn und Wald im Paltentale beginnt ein Zug von obercarbonischen Schichten, aufgebaut aus Sericitschiefern, Chloritschiefern, Graphitschiefern, Quarziten und Kalken, der sich mit immer gleich bleibendem Charakter von Kallwang über Mautern, St. Michael ob Leoben, Leoben bis Bruck verfolgen läßt. Als Beispiele seiner typischen Ausbildung seien hier nur die Profile durch die Hölle bei Kallwang und das Profil von St. Michael erwähnt. Ein Teil des Carbonprofils von Leoben wurde kürzlich von Cornu und Redlich beschrieben [1]. In der Nähe von Bruck zeigt der Carbonzug noch alle seine typischen Gesteine, die verschiedenen Schiefer, besonders Graphitschiefer, dann Kalke, auch der für das Carbon des Paltentales so ungemein charakteristische Antigoritserpentin tritt auf. Ein kurzes Stück ist am Südgehänge des untersten Mürztales, wie M. Vacek festgestellt hat [2], der Carbonzug noch vorhanden und endet dann plötzlich im Graschitzgraben bei Frauenberg. Damit ist das kompliziert gebaute Mürztal erreicht; in diesem Gebiet treten zu den gewöhnlichen Bauelementen der Grauwackenzone noch neue tektonische Glieder dazu, welche sonst in den Ostalpen nur im Gebiete der Radstädter Tauern und am Brenner vorkommen; außerdem erscheinen noch in größerem Ausmaße archäische Massen, welche bisher unter dem Namen „Mürztaler Gneismasse“ gingen; ich werde im folgenden festzustellen haben, daß es sich bei der Mürztaler Gneismasse nicht um ein einheitliches tektonisches Glied handelt, sondern daß man zwei

---

[1] Zeitschrift für praktische Geologie. 1908. Heft 4.

[2] Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1886. p. 460.

verschiedene „Gneis“massen zu unterscheiden hat. Die Grundlage für die tektonische Gliederung bilden einerseits M. Vacek's wirklich vorzügliche Aufnahmsberichte[1], anderseits Toula's Untersuchungen[2] im Semmeringgebiet und die darauf basierten Studien von H. Mohr[3].

Vacek hat die einzelnen altersverschiedenen Schichtserien des unteren Mürztales genau auseinandergehalten[4] und so eine rasche Orientierung über den Bau des Gebiets ermöglicht. Heute muß man ja im Lichte der Deckentheorie die Lagerungsart aller der Grauwackenbildungen anders auffassen, als dies Vacek vor 25 Jahren getan hat; gerade aber der Umstand, daß Vacek's Angaben geradezu die Grundlage für die Auflösung des Gebietes in Decken geben, zeigt die Vorzüglichkeit der Beobachtungen. Von großer Wichtigkeit ist Vacek's Feststellung der Verbreitung des Silurkalkes; er nennt Vorkommnisse von diesem Kalk von Oberort, St. Ilgen, Fölzgraben, Draiach, Südabfall der Hohen Veitsch bis Neuberg. Wie in der Eisenerzer Gegend kommen kalkige und schieferige Ablagerungen vor. Überall erscheinen die erzführenden Kalke als oberste Grauwackendecken und die Lagerungsverhältnisse erscheinen im allgemeinen ganz klar; nur dort, wo die Grauwackenzone zwischen Hochschwab und der Hohen Veitsch gegen Norden vorspringt, sind die Verhältnisse sehr unklar, denn die Kenntnisse über dieses Gebiet sind äußerst gering.

Eine zweite wichtige Leitlinie des Mürztales hat Vacek festgestellt, indem er den Semmeringkalk, dessen mesozoisches Alter heute evident ist von Kapellen bei Mürzzuschlag über alle vom Nordgehänge ins untere Mürztal einmündenden Seitentäler bis zum Pfaffeneck bei St. Marein verfolgt hat. Eine dritte wichtige Feststellung betrifft einen Carbonzug, der in der Gegend nördlich des Kletschachkogels beginnend, fast durchlaufend über das südliche Aflenzer Becken, Pretal, Veitsch, Veitschegg, Massing, Grenteck, Arzgraben bei Neuberg, Kapellenkogel und Raxengraben zum Tottermannskreuz zu verfolgen ist.

Ich werde im folgenden auszuführen haben, daß diese einzelnen Züge wichtige Leitlinien für den Bau des Mürztales darstellen. Wir beginnen mit der Erörterung des Profils von Mitterdorf

---

[1] M. Vacek, Über die geol. Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verhandl. 1886. Ferner M. Vacek, Über die geolog. Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verhandl. 1889.

[2] F. Toula, Geolog. Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Denkschriften der K. Akademie der Wissenschaften 1885. Ferner: Semmeringführer, Exkursionsführer zum IX. internationalen Geologenkongreß 1903.

[3] H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. d. geolog. Gesellsch. Wien. 3.

[4] Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1886. p. 458 ff.

zur hohen Veitsch[1], von dem Toula eine genaue Darstellung gegeben hat.

Auf der Strecke von Mitterdorf bis zum Joselbauer durchschreitet man mächtigen Granitgneis, dann gering mächtigen Gneis. Beim Joselbauer ein schmales Band von Semmeringmesozoikum, das unter 65° gegen Norden einfällt. Toula sagt, daß dieses Vorkommen die größte Ähnlichkeit mit den Kalken von Kirchberg habe, man müßte dann nach Mohr in den Kalken Jura sehen. Auf dem Gneis liegt zuerst ein fest gebankter Kalk, darüber folgen weiße, dünnplattige Kalke und über diesen dann dolomitischer Kalk, der, wie schon Toula ausführt, nach oben zu in eine Rauchwacke übergeht. Ob man in dieser Schichtfolge eine Gliederung, analog derjenigen des Semmeringmesozoikums vornehmen kann, will ich nicht entscheiden. Nicht unmöglich ist es, daß der Kontakt zwischen diesen Schichten und der Granitgneismasse ein anomaler ist (siehe weiter unten die Besprechung des Profils von Kapellen.

Über den nach Norden untertauchenden Schichten des zentralalpinen Mesozoikums erscheinen, bis zur Ortschaft Veitsch reichend, wieder azoische Gesteine, nämlich feste Gneise. In ganz unzweifelhafter Weise überschieben diese Gneise die mesozoischen Semmeringgesteine. Diese oberen Gneise tragen jene carbonische Schichtfolge, welche durch ihre Versteinerungsführung und durch den großen Magnesitstock bekannt geworden ist. In komplizierten Lagerungsverhältnissen liegt typisches Obercarbon und der durch sein etwas fragliches untercarbonisches Alter ausgezeichnete, den Magnesit führende Kalk[2] bei Veitsch auf den Gneisen. Es sind das Lagerungsverhältnisse, welche mit denjenigen des Sunk bei Trieben viel ähnliches haben. Die Basis zu diesem Carbon bildet der Gneis. Das Profil gegen den Fuß der Hohen Veitsch zu zeigt im allgemeinen Nordfallen, wobei eine ähnliche Gliederung der Schichten herrscht wie in der Grauwackenzone des Paltentales; es treten auch hier über dem sicheren Carbon Schichten auf, welche Quarzporphyre umfassen und darüber dann auch erzführende Kalke (z. B. Südabfall der Hohen Veitsch, Neuberg). Aus der Erörterung des Profiles von Mitterdorf zur Veitsch geht hervor, daß man folgende tektonische Glieder zu unterscheiden hat: 1. Gneisgranit, dem zentralalpinen Deckensystem angehörig; 2. zentralalpines Mesozoikum (eine eigene Decke bildend?); 3. Gneis, als Unterlage des Carbons und Carbon; 4. Schiefer und Quarzporphyren (fraglich, ob es eine eigene Decke darstellt); 5. erzführender Kalk.

[1] Als wichtigste Literatur dafür F. Toula, Denkschriften 1885.

[2] M. Koch, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1893. p. 294. — Vacek, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. p. 401. — F. Frech, Lethaea palaeozoica. 2. 2. Lief. p. 313.

Ich habe jetzt noch kurz die Quarzite am Roßkogel bei Mürzzuschlag zu erwähnen. Sie erscheinen unter den zentralpinen Kalken [1]. Nach VACEK sind es grobe Quarzkonglomerate und Quarzite [2]. Sie liegen also auf der zentralalpinen Gneismasse und unter den Semmeringkalken, der Fortsetzung der Kalke von Kapellen.

Aus dem Wechselgebiet zieht zur Pretulalpe und dann noch weiter gegen Südwesten ein Rücken von Gneisen und weniger metamorphen Schiefern. Mit der Altersfrage hat sich in jüngster Zeit H. MOHR befaßt. Man könnte in den Schiefern und Gneisen nach seinen Ausführungen vielleicht Carbon sehen, was durch einen Fund von Carbonpflanzen im Wechselgebiet recht naheliegend ist [3]. Das carbonische Alter der Wechselschiefer stimmt auch mit der Tatsache sehr gut überein, daß mit diesen Schiefern die permisch-untertriadische Quarzitgruppe eng verknüpft ist [4]. Auf den Wechselgesteinen liegt bei Mürzzuschlag zentralalpines Mesozoikum. Südlich von diesem Orte kommen am Gansstein Kalke vor. Das ganze Nordgehänge des Gansstein bauen blaue, kristallinische Kalke auf, in welchen man nach MOHR's Stratigraphie des Semmeringgebietes Jura vermuten muß; die Aufschlüsse lassen sehr zu wünschen übrig; neben den Kalken kommen auch zellig ausgebildete Kalke und Rauchwacken vor. Auf dem Ganssteingipfel sind die Schichten gut aufgeschlossen; es stehen da beide, marmorisierte und blaue kristallinische Kalke, die letzteren plattig abgesondert, mit 40° SSW fallen an; das ist also eine Fallrichtung, welche scheinbar unter die Schiefer der Pretulalpe gerichtet ist. Auf dem Rücken, der vom Gansstein gegen den Steinbauer führt, herrschen bis zu diesem die Kalke und die mit ihnen vergesellschafteten Rauchwacken. Knapp vor dem letztgenannten Gehöft stehen noch Kalke an, dann folgen sofort nicht sonderlich mächtige weiße Quarzite, unter dem Steinbauer sehr steil stehend und bald erscheinen die kristallinischen Gesteine des Wechsel. Zwischen dem Kalk und dem Quarzit geht ein anomaler Kontakt durch. Vergleicht man das Profil mit den Kalken, die scheinbar unter den Quarziten liegen, so wird man eine bedeutende Ähnlichkeit mit dem Sonnwendsteinprofil oder mit dem Profil über den Kleinkogel MOHR's nicht übersehen können. Das gibt uns auch schon einen Hinweis auf die Deutung des Ganssteinprofiles.

Von ganz besonderer Wichtigkeit sind die Aufschlüsse am

[1] STUR, Geologie der Steiermark. p. 99.

[2] M. VACEK, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886.

[3] G. A. KOCH, Über eine der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Die feierliche Inauguration der für das Studienjahr 1907/08 gewählten Rektors der k. k. Hochschule für Bodenkultur in Wien. Wien 1907. p. 28.

[4] H. MOHR, l. c.

rechten Ufer der Mürz oberhalb Mürzzuschlag, am Ringfelsen und am Kaiserstein. Es findet sich da an der Mürz unterhalb des Kaiserstein in einem Steinbruch und den darüberfolgenden Wänden ein sehr bemerkenswertes Profil. Im Steinbruch stehen bläuliche kristallinische Kalke an (30° Fallen gegen WSW). Nach oben zu werden die Kalke plattig. Längs der Mürz stehen weiterhin auf eine lange Strecke diese Kalke an, immer mit demselben Fallen; auch viel weißlich-gelbe marmorisierte Kalke kommen vor. Der Mürz aufwärts kommt dann das plattige Niveau in das Tal herab und über diesem erscheinen dann dolomitische Kalke, kurz darauf, nachdem die Bahn die Mürz übersetzt hat. Steigt man in südlicher Richtung am Gehänge gegen den Ringfelsen empor, so kommt man bald in Quarzite und über diesen in Sericitschiefer, Phyllitgneise und Gneise; überall sind diese auf den Wegen zum Gehöft Rauchengraber zu sehen; von diesem zum Ringfelsen absteigend begeht man ein hochinteressantes Profil: Beim genannten Gehöft stehen Gneise an, der Quarzit fehlt hier und man kommt auf ein Lager von Rauchwacken. Die nächste vorspringende Rippe bildet der Kaiserstein; da beobachtet man die Quarzite, unter diesen dann Rauchwacken und dann dolomitische Kalke (30° Fallen gegen WSW). Der Dolomit ist äußerst gering mächtig, gleich unter ihm folgt Plattenkalk, der am Absturz flach liegt (10° Fallen) und gegen das Gehänge steiler einfällt. Dann folgt darunter das Profil zu den früher erwähnten Kalken im Steinbruch.

Das, was man auf dem ganzen Profile sieht, ist eine inverse Serie. Ich möchte die Kalke an der Mürz sowie jene des Gienssteins für Jura halten, den dolomitischen Kalk unter den Quarziten und Gneisen für Trias (?). Der Quarzit und die Gneise zeigen auch die inverse Lagerung an. Verbindet man nun das Gansstein-profil mit den eben besprochenen, so wird man in den Quarziten beim Steinbauer das höchste Glied der liegenden, normal gelagerten Unterlage sehen, entsprechend den auf den Wechselschiefern liegenden Quarziten des Alpkogels im Sonnwendsteingebiete; darauf liegt in inverser Lagerung das zentralalpine Mesozoikum, den Liegendschenkel einer liegenden Falte bildend und darüber dann ebenfalls noch zu diesem gehörig die Quarzite und Gneise. In den kristallinischen Schiefern aber liegt jener früher erwähnte Granitgneis des Profils Mitterdorf-Veitsch. Jetzt wird die Lagerung desselben klar als Teil einer liegenden Falte. Das Hangendste jener Deckfalte nimmt der früher erwähnte Quarzit des Roßkogels und z. T. wenigstens der Kalkzug von diesem bis zum Pfaffeneck ein.

Ich habe noch das Profil Mürzzuschlag-Kapellen zu erörtern, wobei ich mich kurz fassen kann, da die ausgezeichnete Darstellung von Toula[1] vorliegt. Die sehr stark dolomitischen Kalke

[1] F. Toula, l. c. p. 48 ff.

beim Tiefental, die TOULA erwähnt, sind wohl denselben Vorkommen am Kaiserstein analog. In dem am kleinen Bahnschnitt von TOULA beschriebenen Aufschluß sind unschwer verschiedene Stufen des Semmeringmesozoikums zu erkennen (Jurakalk, Liaskalkschiefer); auch hier herrscht inverse Lagerung, genau dem Profile des Kaiserstein entsprechend. Bei der ersten Talweitung gibt TOULA Quarzphyllite an; die bisher beschriebenen Kalke liegen wie diejenigen von Kapellen auf ihnen. Dadurch sind die Phyllite als ein tektonisch tieferes Glied gekennzeichnet und man muß schließen, daß sie auch unter den kristallinischen Schiefern der früher erwähnten liegenden Falte liegen; sollte es sich da nicht um wieder auftauchende Wechselgesteine handeln, um ein Fenster?

Nach dem Eisenhammer (Walzwerk) erscheinen wieder Kalke vom Aussehen des Jurakalkes. Diese Kalke gehören, wie ihr gegen Norden gerichtetes Fallen (25—40°) zeigt, schon dem hangenden Flügel der liegenden zentralalpinen Falte an. Schon die sehr bedeutende Mächtigkeit der oftmals sehr stark brecciösen Kalke deutet darauf hin, daß die Lagerungsverhältnisse nicht ganz einfach sind, daß man keine tektonisch einheitliche Masse vor sich hat. Doch scheinen die spärlichen Lagen von etwas dolomitischen Kalken keinen Anhaltspunkt zu einer Gliederung zu geben. Ein solcher ist aber vorhanden in einer schmalen, zwischen die Kalke eingepreßten Scholle von Quarzit, welche an der Straße zwischen Auhaus und Kapellen ansteht; dieser kleine Quarzitlappen zeigt eine Teilung der mächtigen Kalke in zwei Decken an; welche von den beiden sich über den Roßkogel in die Veitsch und zum Pfaffeneck fortsetzt, kann ich vorläufig nicht angeben.

In welcher Weise die zentralalpinen Kalke von Kapellen von Obercarbon verschoben werden, hat TOULA gezeigt; es ist dasselbe Obercarbon, das sich bei Breitenstein und Klamm über die Semmeringdecken legt. Die Gneise, welche bei Veitsch die Unterlage des Carbons ausmachen, fehlen bereits im Profil des Mürztales. Weiter gegen den Fuß der Kalkalpen zu hat man dann dieselbe Folge der Schichten wie im Profil von der Ortschaft Veitsch zum Fuß der Hohen Veitsch. Auf dem durch Graphitschiefer etc. und Magnesit charakterisierten Carbon folgen Schiefer, dann auch Vorkommen von Quarzporphyren und schließlich in der Nähe von Neuberg die erzführenden Kalke; alles in allem — die Detailuntersuchung wird sicher noch vieles Neue bringen — ist es das normale Profil durch die Grauwackenzone, wie es sonst an vielen Stellen zu beobachten ist (Paltental, Liesingtal, Veitsch).

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

W. S. Bayley: Elementary Crystallography. New York 1910. VI + 241 Seiten. Mit 311 Figuren.

Verf. sucht die für Anfänger wichtigsten Teile der geometrischen, physikalischen und chemischen Kristallographie in elementarer Weise darzustellen. Demgemäß zerfällt das Buch in drei Teile. Dem ersten Teile sind 174 Seiten gewidmet, 47 dem zweiten und nur 7 dem dritten.

Die allgemeinen Grundlagen der geometrischen Kristallographie werden in den ersten 30 Seiten behandelt. Dann folgt eine Beschreibung der Formen von 24 Klassen der Symmetrie, wobei die Symmetrieverhältnisse nur oberflächlich erwähnt werden. In den folgenden Kapiteln werden die Unvollkommenheiten der Kristalle, Kristallaggregate, amorphe Substanzen, Pseudomorphosen und Kristallzeichnung knapp beschrieben. Die Figuren dieses Teiles des Buches sind größtenteils den Büchern von Williams und Kraus entnommen, jedoch ist eine Anzahl sehr guter, origineller Abbildungen von Kristall- und Mineralaggregaten besonders zu erwähnen.

Im zweiten Teile werden physikalische Symmetrie und Agentien, mechanische, optische, thermische, elektrische und magnetische Eigenschaften der Kristalle, sowie auch Lösungs- und Ätzfiguren in kurzen Kapiteln behandelt.

Der dritte Teil enthält eine allzu knappe und bei weitem nicht immer genaue Diskussion von Isomorphie, Polymorphie und Morphotropie.

Wie schon angedeutet, ist das Buch nicht ohne Fehler, so z. B. bedürfen die Definition eines Kristallsystems, die Diskussion von Morphotropie, sowie auch mehrere chemische Formeln, besonders die des Dolomits, eingehender Revision.

Das Buch ist sehr gut ausgestattet und wird manchem zweifelsohne als Einleitung in die Kristallographie recht gut dienen können.

E. H. Kraus.

Personalia.

Der bisherige Professor der Mineralogie an der Universität Sassari, Dr. **Ferruccio Zambonini**, ist vom 1. Januar 1911 zum Professor der Mineralogie an der Universität Palermo ernannt worden.

Habilitiert: Dr. **J. Uhlig** in Bonn als Privatdozent für Petrographie an der dortigen Universität.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Sind wirklich Allophan, Halloysit und Montmorillonit einfach nur Gemenge von Tonerde- und Kieselsäuregel?

Von **St. J. Thugutt**[1].

Allophan, Halloysit und Montmorillonit gehören zu den amorphen, in Säuren leicht löslichen, wechselnden Wassergehalt aufweisenden Mineralien. Die beiden letzteren Eigenschaften teilen dieselben mit den Zeolithen; obgleich, wie ich dies an anderer Stelle Gelegenheit hatte zu zeigen[2], beruht die Annahme eines wechselnden Wassergehaltes der Zeolithe auf Mißverständnis, da ja sorgfältig gereinigter Analcim und Natrolith z. B. einen normalen Wassergehalt aufweisen und sich den Gesetzen von Proust und von Dalton vollkommen fügen.

Der Mangel von Kristallisation, die wechselnde chemische Zusammensetzung der im Titel genannten Tone verleiteten nun P. Groth[3] zur Annahme, dieselben seien nicht Silikate, sondern lockere Verbindungen der kolloidalen Kieselsäure mit der kolloidalen Tonerde. Shinzo Kasai[4] unterzog diese Idee einer experimentellen Prüfung und kam dabei zu folgendem Ergebnis:

1. Kolloidale Lösungen von SiO_2 und Al_2O_3 sind befähigt, miteinander zu reagieren. Das Produkt dieser gegenseitigen Einwirkung ist ein weißer, flockiger, in Säuren löslicher Niederschlag von der Zusammensetzung $(SiO_2)_x(Al_2O_3)_y(H_2O)_z$.

2. Beide Bestandteile werden nur dann vollständig aus der Lösung ausgeschieden, wenn die Tonerde zur Kieselsäure im Verhältnis von 1 : 3 steht.

3. Die im Überschuß befindliche Kieselsäure resp. Tonerde bleibt z. T. gelöst, z. T. an $Al_2O_3 . 3SiO_2$ gebunden, wodurch die so wechselnde Zusammensetzung der einzelnen Fällungen bedingt wird.

4. Die eigentliche kolloidale Verbindung ist somit $Al_2O_3 . 3SiO_2 . zH_2O$, während alle übrigen Niederschläge nur Gemenge

[1] Der Warschauer Gesellschaft der Wissenschaften am 2. Juni vorgelegt.

[2] Dies Centralbl. (1909.) p. 677.

[3] Tab. Übers. d. Min 3. Aufl. (1889.) p. 102.

[4] Inaug.-Dissert. München. (1896.)

dieses Tonerdesilikates mit mechanisch mitgerissener Tonerde resp. Kieselsäure sind.

Diesen Folgerungen Kasai's ist nach H. Stremme[1] „kein Wert beizumessen, weil seine Fällungsversuche wenig systematisch und noch dazu mit seltsamen Flüssigkeiten (trübe durchs Filter gelaufenen Wässern) angestellt sind". Desgleichen spielt das von Kasai angenommene Verhältnis 3 : 1 von Kieselsäure zur Tonerde bei der vollständigen Fällung dieser Körper aus der Lösung in Wirklichkeit keine Rolle. Maßgebend dagegen ist die Reaktion der zu fällenden Flüssigkeit. Läßt man nämlich verschiedene Mengen Natriumsilikat auf Aluminiumacetat in wässeriger Lösung einwirken, so ist die Kieselsäure und die Tonerde nur dann vollständig fällbar, wenn die Gesamtflüssigkeit neutral reagiert. Desgleichen ist man imstande, durch passende Neutralisation der letzteren mit Natronlauge resp. mit Essigsäure, je nach der Natur des überwiegenden Bestandteiles, Niederschläge von jedem gewünschten Gehalte an beiden Komponenten zu erhalten. Aus der Tatsache nun, daß diese Niederschläge beim Schütteln mit angesäuertem oder alkalisch gemachtem Wasser einen Teil ihrer Kieselsäure resp. Tonerde in Lösung gehen lassen, glaubte H. Stremme folgern zu dürfen, dieselben seien nicht chemische Individuen, sondern Gelgemenge.

Die Möglichkeit, Hydrogele von beliebigem SiO_2- und Al_2O_3-Gehalt zu erhalten, widerspricht noch nicht der Existenz wohlbestimmter chemischer Verbindungen, z. B. vom Typus des Orthosilikates $H_6Al_2Si_3O_{12}$. Die mit herausfallende Kieselsäure oder Tonerde genügt vollkommen, um die wechselnde Zusammensetzung der einzelnen Gelausscheidungen zu erklären (Kasai). Auf der teilweisen Löslichkeit derselben in angesäuertem resp. alkalisch gemachtem Wasser ist auch nicht viel zu bauen, weil ja doch solche zweifellos chemische Individuen, wie der Sodalith, der Cancrinit, der Nosean, der Nephelin u. dergl. auch in alkalischem Wasser teilweise löslich sind. Ja, es genügt schon destilliertes Wasser, um denselben einen Teil Tonerde und Alkali zu entziehen[2] und derartige Abbauvorgänge gehören in der Natur zu den sehr gewöhnlichen Erscheinungen.

H. Stremme gibt übrigens selbst zu, daß seine Schüttelversuche eigentlich wenig besagen (l. c. p. 630), er sieht sich deshalb nach anderen theoretischen Gründen um. Er meint, wenn die Tonerde mit der schwach dissoziierten Kohlensäure in Verbindung nicht einzugehen vermag, so wird sie dieses um so weniger mit der noch schwächer dissoziierten Kieselsäure tun. Nun machte

[1] Dies. Centralbl. (1908.) p. 662.

[2] St. J. Thugutt, Zur Chemie einiger Alumosilikate. N. Jahrb. f. Min. etc. (1895). Beil.-Bd. IX. p. 554—623.

schon CORNU H. STREMME darauf aufmerksam, daß in der Natur ein Tonerdenatroncarbonat — der Dawsonit — doch bekannt ist.

Geben wir aber zu, die künstlichen Produkte H. STREMME's seien wirklich nur Gemenge der kolloidalen Tonerde mit der kolloidalen Kieselsäure; folgt dann schon daraus, daß auch die natürlichen Tone: der Allophan, der Halloysit und der Montmorillonit ebensolche Gelgemenge sind? „Hier wie dort", sagt H. STREMME p. 668, „das außerordentliche Schwanken im Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2$. Beide Gruppen amorph, kolloidal, leicht in Säuren löslich, annähernd von der gleichen Härte und dem gleichen spezifischen Gewicht." Es unterscheiden sich aber die Entstehungsbedingungen. Die natürlichen Gele repräsentieren entweder Endprodukte der Zersetzung verschiedener Silikate, oder sind Ausscheidungsprodukte von Gewässern, deren Zusammensetzung „nie untersucht wurde". Diese natürlichen Entstehungsbedingungen der Tonerdesilikate darf man nicht unterschätzen. Und was die Konstitution der letzteren betrifft, so wären ausgedehnte Versuche mit natürlichem Material außerordentlich erwünscht.

1838 bemerkte PLATTNER und BREITHAUPT, daß das erdige Zersetzungsprodukt des Angits von Bilin in Böhmen aus kristallinischem Ananxit und amorphem Cimolit besteht. Die kristallinische Natur des Ananxits wurde später durch R. SCHARIZER[1] und W. P. SMIRNOFF[2] bestätigt. Der amorphe Zustand bildet somit keine Besonderheit der zur Montmorillonitgruppe gehörenden Tone. Nach P. P. VON WEIMARN[3] sind sogen. kolloiden, amorphen und kristalloiden Zustände eine allgemeine Eigenschaft der Materie. Die kolloiden und amorphen Zustände sind nur Variationen des kristalloiden Zustandes. Ähnlich lautet das von CORNU[4] formulierte Gesetz der Homoisochemite: jedem nicht sehr komplizierten Gele des Mineralreiches entspricht eine analoge kristallinische Verbindung.

Der kolloidale Zustand und die chemische Individualität sind somit zwei einander nicht widersprechende Begriffe. Die den kristallinischen Zustand beherrschenden stöchiometrischen Verhältnisse finden auch auf den kolloidalen ihre Anwendung. „Unbestimmte chemische Verbindungen existieren in Wirklichkeit nicht. Diejenigen Systeme, die als unbestimmte Verbindungen bezeichnet werden, sind feine Gemische mehrerer, den stöchiometrischen Gesetzen gehorchenden Verbindungen. Diese Verbindungen können sich in Form kleinster Molekülaggregate oder in molekularer Zerteilung befinden"[5].

---

[1] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **32**. p. 491.
[2] Zeitschr. Krist. (1907.) **43**. p. 338.
[3] Chem. Centralbl. (1907.) **2**. p. 1293.
[4] Chem. Centralbl. (1909.) **2**. p. 1156.
[5] P. P. VON WEIMARN, Zeitschr. f. Chem. u. Industrie d. Kolloide. (1909.) **5**. p. 119.

No.	Mineralname	Herkunft	Farbe	Bruch Struktur	Glühverlust Farbenänderung	CoN_2O_6
1.	Allophan	Avalar. Santander Spanien	blaßblau weißgefleckt	muschlig glasig	39,53 % keine	teilweise blau
2.	Halloysit	Leoben. Steiermark	bläulich	erdig körnig	23,00 % grünliche und grau	teilweise blau
3.	Indianait	Lawrence Co. Indiana	weiß	muschlig	20,30 % dunkelgrau	meist gleichmäßig blau
4.	Montmorillonit	Montmorillon Dép. de la Vienne Auvergne	rosa	seifig	22,69 % weiß	teilweise tiefblau
5.	Montmorillonit	Pala, Kalifornien	rosa	seifig	20,53 % weiß	körnig blau
6.	Razumoffskin	Kosemütz, Schlesien	grün	muschlig glasig	21,20 % dunkelgrau	unverändert
7.	Anauxit mit Cimolit	Bilin, Böhmen	grau	kristallinisch und erdig	12,16 % keine	etwa die Hälfte blaßblau
8.	Cimolit	Bilin, Böhmen	grau	erdig	10,63 % schokoladenfarbig	unverändert

Zustand	Methylenblau 1 : 1000 H_2O	Rhodamin 1 : 1000 H_2O	Methylorange 0,2 : 1000 H_2O
unverändert	teilweise blau	wenige rosagefärbte Körnchen	wenige gelbe Flecken
entwässert	teilweise tieferblau	im auffal. Lichte alles rosa	alles gelb
unv.	sehr schwach blau, nur im auffal. Lichte	lilarosa	alles gelb
entw.	stark blau	unverändert	unverändert
unv.	alles blau	alles himbeerrot	alles gelb
entw.	tiefblau	dunkelhimbeerrot	unverändert
unv.	alles blau	fast alles violettrot	gelborange
entw.	blau, weniger gleichmäßig	dunkelviolettrot	braungelb
unv.	alles blau	fast alles violettrot	unverändert
entw.	schwächer blau	schwächer violettrot	fleischfarbig und orange, wenig gleichmäßig
unv.	alles hellblau	himbeerrot, mit Ausnahme weniger Sphärolithe	orange
entw.	schwächer körnig-blau	schwächer himbeerrot	orangegelb
unv.	krist. unverändert, amorphes tiefblau	krist. unverändert, amorph. karmin und violettrot	krist. unverändert, amorph. gelb
entw.	wie der unv.	wie der unv.	krist. unverändert, amorph. orange
unv.	tiefblau	rübenrot	gelb
entw.	schwächer blau	tief rübenrot	tiefgelbbraun

Kein Wunder, wenn es so selten gelingt, die einzelnen chemischen Individuen aus den sogen. Tonen zu isolieren. Bekanntlich haben R. SCHARIZER und W. P. SMIRNOFF die Zusammensetzung des Cimolits übereinstimmend durch die Formel $H_2Al_2Si_3O_{10} . H_2O$ ausgedrückt. Es ist wohl kein Zufall, daß ähnlich zusammengesetzte Tone von VAN BEMMELEN[1] in verschiedenen Bodenarten öfters nachgewiesen wurden. Auch J. LEMBERG[2] ist es gelungen, dieselben unter den Zersetzungsprodukten des Phonoliths von Marienfels bei Aussig und im Liebeneritporphyr von Boscampo bei Predazzo aufzufinden. Ihre allgemeine Verbreitung habe ich übrigens auf Grund einer Reihe von Experimentaluntersuchungen schon lange für wahrscheinlich gehalten[3]. Hierher gehört vielleicht auch das künstliche Produkt von KASAI $Al_2O_3 . 3SiO_2 . xH_2O$.

Trotz alledem bleibt die Frage: ist der Cimolit ein chemisches Individuum oder ein Gemenge? noch immer offen. Einen handgreiflichen Beweis der einfachen Natur desselben glaube ich nun im folgenden zu erblicken. Wird entwässerter Cimolit mit Kobaltsolution benetzt und starker Glühhitze ausgesetzt, so tritt keine Blaufärbung ein. Ein mechanisches Gemenge von Tonerde und Kieselsäure müßte unbedingt Thénardsblau liefern. Da nun dieses nicht stattfindet, so bleibt nur übrig, die Kieselsäure des Cimolits als chemisch an Tonerde gebunden anzusehen.

Gleiches Verhalten zu Kobaltoxydulnitrat zeigt ferner der mit Cimolit ähnlich zusammengesetzte, aber bedeutend wasserreichere Razumoffskin. Beide können als komplexe Tonkieselsäuren (im Sinne von VERNADSKY) aufgefaßt werden. Der gegen Kobalt ebenfalls ganz indifferente Natrolith stellt vielleicht das Natriumsalz einer derselben dar.

Der Montmorillonit, der Ananxit, der Allophan, der Halloysit und der Indianait werden im Gegenteil durch Kobalt in verschiedenem Grade blaugefärbt. Hieraus folgt aber durchaus nicht, daß obige Stoffe Gelgemenge sind.

Blaufärbung mit Kobalt zeigen auch der Kaolin und der Cancrinit — zwei unstreitbar chemische Individuen.

Nicht weniger interessante Aufschlüsse über die chemische Natur der Tone geben uns auch die organischen Farbstoffe. Es wurden nämlich mehrere, sowohl entwässerte, wie nicht entwässerte Tonproben (von etwa 0,1 mm Korngröße) zwei Minuten mit Methylenblau, Rhodamin und Methylorange behandelt und nachher mit destilliertem Wasser vom überschüssigen Farbstoffe befreit. Die erhaltenen Ergebnisse sind in der beigefügten Tabelle zu-

---

[1] Zeitschr. f. Anorg. Chem. (1904.) **42**. p. 265; (1910.) **66**. p. 322 u. a. a. O.

[2] Zeitschr. deutsch. geol. Ges. (1883.) p. 559; (1877.) p. 492.

[3] N. Jahrb. f. Min. etc. (1895.) Beil.-Bd. IX. p. 623.

sammengestellt. Wir ersehen daraus, wie stark die Individualität der einzelnen Tone ausgeprägt ist. Es färben sich mit Methylorange z. B. alle Tone, den Allophan und den geglühten Halloysit und Indianait ausgenommen. Mit Methylenblau reagieren alle außer dem Halloysit, der nur äußerst schwache Bläuung zeigt. Gegen Rhodamin verhält sich allein der Allophan indifferent. Der Montmorillonit nimmt alle drei Farbstoffe auf, der kristallinische Anauxit dagegen keinen. Mit Ausnahme des Indianaits, Razumoffskins und z. T. Halloysits färben sich obige Tone (sowohl als solche wie auch pseudochromatisch) mit Fuchsin S äußerst schwach, können somit freie, durch ausgesprochene Amphophilie ausgezeichnete Tonerde nicht enthalten [1].

Obgleich scharf individualisiert, sind sie dennoch nicht homogen. Allerlei flockige, streifige, körnige, und sonst welche ungleichmäßige Färbungen bekunden die Gegenwart fremder Stoffe [2]. Daher auch die Inkonstanz ihrer chemischen Zusammensetzung.

Zusammenfassung.

An der Hand einiger Farbenreaktionen wurde das vollkommen individuelle Verhalten der zur Allophan-, Halloysit- und Montmorillonitgruppe gehörender Tone vorgeführt und die Abwesenheit freier Tonerde in der Mehrzahl derselben gezeigt. Die wiederholt geäußerte Ansicht, die Tone seien nur Gemenge von kolloidaler Kieselsäure mit der kolloidalen Tonerde, verlor damit ihre Stütze.

Mit Hilfe derselben Farbstofflösungen wurde anderseits die Inhomogenität mancher Tone sichtbar gemacht.

Tabellen zur Berechnung von Gesteinsanalysen [3].

Von **Alfred Harker** in Cambridge, England.

Mit 1 Tabelle.

Jede Diskussion einer Gesteinsanalyse sollte beginnen mit der Umrechnung der Prozentgehalte der einzelnen Oxyde, wie sie der Chemiker angibt, in die Prozentgehalte der in dem Gestein wirklich vorhandenen Mineralien oder wenigstens in die Prozentgehalte der einfacheren Silikate und anderer Verbindungen, aus denen sich

[1] Hundeshagen, N. Jahrb. f. Min. etc. (1909.) Beil.-Bd. XXVIII. p. 353.

[2] Andere verwandte Tonindividuen miteingeschlossen.

[3] A. Harker (St. John's College, Cambridge, England): Tables for Calculation of Rock-Analyses. 1910. Mit Erlaubnis des Verfassers und der University Press, Cambridge, übersetzt. Die Originaltafel ist zu beziehen durch: The Cambridge University Press Warehouse, Fetter Lane, London, E. C. (C. F. Clay, Manager).

jene Mineralien zusammensetzen. Das Problem ist nicht immer bestimmt; darauf wollen wir nicht näher eingehen. Die gewöhnliche Methode besteht darin, die Gewichtsteile in molekulare Verhältnisse umzurechnen, und nachdem man die geeigneten Zusammenstellungen gemacht hat, das Verfahren umzukehren. Um diese mühsame Berechnung zu erleichtern, hat A. OSANN[1] ein Buch mit Tabellen von 200 Seiten veröffentlicht. Unglücklicherweise beruhen aber diese Tabellen auf veralteten Werten der Atomgewichte.

Seit einigen Jahren habe ich mit Vorliebe eine direktere Methode angewandt, die eine Umrechnung in Molekularprozente und die entsprechende Rückübertragung unnötig machen. Die dazu notwendigen Tafeln können auf einem einzigen Blatte gedruckt werden und werden hoffentlich auch andern Petrographen gute Dienste leisten.

Eine kurze Erläuterung wird genügen. Aus den ersten vier Kolonnen ersieht man, daß 1 g K_2O, wenn es ein Bestandteil des Leucits ist, gebunden ist an 1,087 g Al_2O_3 und 2,548 g SiO_2, also 4,635 g Leucit entspricht. Die darunterstehenden Reihen sind Vielfache der ersten Zahlenreihe, bis zum 9. Vielfachen einschließlich. Das 10. Vielfache erhält man aus den Zahlen der 1. Reihe, indem man das Dezimalzeichen um eine Stelle nach rechts rückt. Daher haben diese Zahlen drei Dezimalstellen. Ähnliches gilt für eine Teilung durch 10 oder 100. Angenommen nun, wir wollen finden, wieviel Leucit 5,73 g K_2O entspricht. Die Berechnung gestaltet sich dann folgendermaßen:

K_2O	Leucit
5,00	23,17
0,70	3,244
0,03	0.1390
5,73	26.55

Wir haben also aus der Tabelle drei Zahlen entnommen und eine Addition vorgenommen. Das ganze Verfahren ist sehr schnell ausgeführt. In der Praxis würden die einzigen wirklich hingeschriebenen Zahlen lauten

23,17
3,24
0,14
26,55

[1] A. OSANN, Beiträge zur chemischen Petrographie: I. Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. Stuttgart 1903. — Kürzere Tabellen, die noch Interpolationen erfordern, sind von KEMP (School of Mines Quarterly, vol. XXII) und von den Verfassern (W. CROSS, J. P. IDDINGS, L. V. PIRSSON, H. S. WASHINGTON) der „Quantitative Classification of Igneous Rocks" (1903) veröffentlicht worden (vergl. dies. Centralbl. 1903. 677—697).

Leucit Orthoklas		Leucit $KAlSi_2O_6$		Ortho., Musc.	Ortho-klas	Muscovit $H_2KAl_3Si_3O_{12}$		
K_2O	Al_2O_3	SiO_2	Leuc.	SiO_2	$KAlSi_3O_8$	Al_2O_3	H_2O	Musc.
1	1,087	2,548	4,635	3,822	5,909	3,261	0.381	8.464
2	2,17	5,10	9,27	7,04	11,82	6,52	0,76	16,92
3	3,26	7,64	13,90	11,47	17,73	9.78	1,14	25,39
4	4,35	10,19	18,54	15,29	23,64	13,04	1,52	33,85
5	5,43	12,74	23,17	19,11	29,55	16,31	1,91	42,33
6	6,52	15,29	27,81	22,93	35,45	19,57	2,29	50,79
7	7,61	17,84	32.44	26,75	41,36	22,83	2,67	59,25
8	8,70	20,36	37,08	30,58	47,27	26,09	3,05	67,72
9	9,78	22,93	41,71	34,40	53,18	29,35	3,43	76,18

Neph., Albt. Analc., Jadt.		Nephelin $NaAlSiO_4$		Albit $NaAlSi_3O_8$		Analc., Jadt., Akmt.	Analcim $H_2NaAlSi_2O_7$		Jadeit	Akmit $NaFeSi_2O_6$	
Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	Neph.	SiO_2	Albt.	SiO_2	H_2O	Analc.	$NaAlSi_2O_6$	Fe_2O_3	Akmt.
1	1,651	1,935	4,586	5,804	8,455	3,870	0,579	7,099	6,520	2,571	7,440
2	3,30	3,87	9,17	11,61	16,91	7,74	1,16	14,20	13,04	5,14	14,88
3	4,95	5,81	13,76	17,41	25,36	11,61	1,74	21,30	19,56	7,71	22,32
4	6,60	7,74	18,34	23,22	33,82	15,48	2,32	28,40	26,08	10,28	29,76
5	8,25	9,68	22,93	29,02	42,27	19,35	2,90	35,50	32,60	12,85	37,20
6	9,90	11,61	27,51	34,83	50,73	23,22	3,47	42,59	39,12	15,42	44,64
7	11,56	13,55	32,11	40,63	59,19	27,09	4,05	49,70	45,64	17,99	52,08
8	13,21	15,48	36,69	46.43	67,64	30,96	4,63	56,79	52,16	20,56	59,52
9	14,66	17,42	41,28	52,24	76,10	34,83	5,21	63,89	58,68	23,14	66,96

	Wollastonit $CaSiO_3$		Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$		
CaO	SiO_2	Woll.	Al_2O_3	SiO_2	Anor.
1	1.073	2,073	1,830	2,145	4,975
2	2,15	4,15	3.66	4,29	9,95
3	3,22	6,22	5,49	6,44	14,93
4	4,29	8,29	7.32	8,58	19,90
5	5,36	10,36	9,15	10,73	24,88
6	6,44	12,44	10,98	12,87	29,85
7	7,51	14,51	12,81	15,02	34,83
8	8,58	16,58	14,64	17,16	39,80
9	9,65	18,65	16,47	19,31	44,78

Rhodonit $MnSiO_3$		
MnO	SiO_2	Rhod.
1	0,857	1,857
2	1,71	3,71
3	2,57	5,57
4	3,43	7,43
5	4,29	9,29
6	5,14	11,14
7	6,00	13,00
8	6,86	14,86
9	7,71	16,71

Enstatit, Tsch. Silic.		Enstatit	Tsch. Sil. Spinell, Cordt.	Tscherm. Silikat	Spinell[1]	Cordierit $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$		Forsterit, Mg_2SiO_4	
MgO	SiO_2	$MgSiO_3$	Al_2O_3	$MgAl_2SiO_6$	$MgAl_2O_4$	SiO_2	Cordt.	SiO_2	Forst.
1	1,502	2,502	2,563	5,065	3,563	3,755	7,318	0,751	1,751
2	3,00	5,00	5,13	10,13	7,13	7,51	14,64	1,50	3,50
3	4,51	7,51	7,69	15,19	10,69	11.26	21,95	2,25	5,25
4	6,01	10,01	10,25	20,26	14,25	15,02	29,27	3,00	7,00
5	7,51	12,51	12,81	25,32	17.81	16,78	36,59	3,76	8,76
6	9,01	15,01	15,38	30,39	21,38	22,53	43,91	4,51	10,51
7	10,51	17.51	17,94	35,45	24,94	26,29	51,23	5,26	12.26
8	12,02	20,02	20,50	40,52	28,50	30,04	58,54	6,01	14,01
9	13,52	22,52	23,06	45,58	32,06	33,80	65,86	6,76	15,76

Hypersth., Almandin		Hypersthen	Almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$		Fayalit Fe_2SiO_4		Magnetit Fe_3O_4	
FeO	SiO_2	$FeSiO_3$	Al_2O_3	Almd.	SiO_2	Fayal.	Fe_2O_3	Magt.
1	0,834	1,834	0,474	2,308	0,417	1,417	2,216	3,216
2	1,67	3,67	0,95	4,62	0,83	2,83	4,43	6.43
3	2,50	5,50	1,42	6,92	1,25	4,25	6,65	9,65
4	3,34	7,34	1,89	9,23	1,67	5,67	8,86	12,86
5	4,17	9,17	2,37	11,54	2,09	7,09	11,08	16,08
6	5,00	11,00	2,84	13,85	2,50	8,50	13,30	19,30
7	5,83	12,83	3,32	16.15	2,92	9,92	15,51	22,51
8	6,67	14,67	3,79	18,46	3,34	11,34	17,73	25,73
9	7,51	16,51	4,26	20,77	3,75	12.75	19,95	28.95

Akmit, $NaFeSi_2O_6$				Magnetit, Fe_3O_4	
Fe_2O_3	Na_2O	SiO_2	Akmt.	FeO	Magt.
1	0,389	1,505	2,894	0,451	1,451
2	0,76	3,01	5,79	0,90	2,90
3	1,17	4,51	8,68	1,35	4,35
4	1,56	6,02	11,58	1,80	5,80
5	1,95	7,52	14.47	2,26	7,26
6	2,33	9,03	17,36	2,71	8,71
7	2,72	10,54	20,26	3,16	10,16
8	3,11	12,04	23,15	3,61	11,61
9	3,50	13,55	26,05	4,06	13,06

Chromit, $FeCr_2O_4$		
Cr_2O_3	FeO	Chrom.
1	0,475	1,475
2	0,95	2,95
3	1,42	4,42
4	1,90	5,90
5	2,37	7,37
6	2,85	8,85
7	3,32	10,32
8	3,80	11,80
9	4,27	13,27

Zirkon, $ZrSiO_4$		
ZrO_2	SiO_2	Zirk.
1	0,489	1,489
2	0,98	2,98
3	1,47	4,47
4	1,96	5,96
5	2,45	7,15
6	2,94	8,94
7	3,43	10,43
8	3,92	11,92
9	4,41	13,41

Spinell, Tsch. Sil.		Spinell	Sillim., Tsch., Ames.	Silli-manit,	Tscherm. Silikat,	Amesit, $H_4Mg_2Al_2SiO_9$			Anorthit, $CaAl_2Si_2O_8$			Jadeit $NaAlSi_2O_6$			Pyrop, $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$		
Al_2O_3	MgO	$MgAl_2O_4$	SiO_2	Al_2SiO_5	$MgAl_2SiO_6$	MgO	H_2O	Ames.	CaO	SiO_2	Anor.	Na_2O	SiO_2	Jadt.	MgO	SiO_2	Pyrp.
1	0,390	1,390	0,586	1,586	1,976	0,780	0,351	2,717	0,546	1,173	2,719	0,606	2,345	3,950	1,171	1,756	3,929
2	0,78	2,78	1,17	3,17	3,95	1,56	0,70	5,43	1,09	2,35	5,44	1,21	4,69	7,90	2,34	3,52	7,86
3	1,17	4,17	1,76	4,76	5,93	2,34	1,05	8,15	1,64	3,52	8,16	1,82	7,03	11,85	3,51	5,27	11,78
4	1,56	5,56	2,34	6,34	7,91	3.12	1,40	10,86	2,19	4,69	10,88	2,42	9,38	15,60	4,68	7,03	15,71
5	1,95	6,95	2,93	7,93	9,88	3,90	1,76	13,59	2,73	5,86	13,59	3,03	11,72	19,75	5,86	8,79	19,65
6	2,34	6,34	3,52	9,52	11,86	4,68	2,11	16,31	3,28	7,04	16,32	3,64	14,07	23,70	7,03	10,55	23,58
7	2,73	9,73	4.10	11,10	13,83	5,46	2,46	19,02	3,82	8,21	19,03	4,24	16,41	27,65	8,20	12,30	27,50
8	3,12	11,12	4,69	12,69	15.81	6,24	2,81	21,74	4,37	9.38	21,75	4,85	16,76	31.60	9,37	14,06	31,43
9	3,51	12,51	5,28	14,28	17,79	7,02	3,16	24,46	4,91	10,56	24,47	5,45	21,10	35,55	10,54	15,82	35,36

Sphen, Perowskit		Sphen, $CaTiSiO_5$		Perow-skit	Ilmenit $FeTiO_3$		Titano-magnetit, Fe_2TiO_4	
TiO_2	CaO	SiO_2	Sphn.	$CaTiO_3$	FeO	Ilmt.	FeO	Titan.
1	0,683	0,733	2,416	1,683	0,878	1,878	1,757	2,757
2	1,37	1,47	4,83	3,37	1,76	3,76	3,51	5,51
3	2,05	2,20	7,25	5,05	2,64	5,64	5,27	8,27
4	2,73	2,93	9,66	6,73	3,51	7,51	7,03	11,03
5	3,42	3,66	12,08	8,42	4.39	9,39	8,78	13,78
6	4,10	4,40	14,49	10,10	5,27	11,27	10,54	16,54
7	4,78	5,13	16,91	11,78	6,15	13,15	12,30	19,30
8	5,46	5,86	19,33	13,46	7,03	15,03	14,05	22,05
9	6,15	6,59	21,74	15,15	7,91	16,91	15,82	24,82

NaCl in Sodalit			$CaCl_2$ in Apatit	
Cl	Na_2O	NaCl	CaO	$CaCl_2$
1	0,875	1,650	0,789	1,564
2	1,75	3,30	1,58	3,12
3	2,62	4,95	2,37	4,69
4	3,50	6,60	3,16	6,26
5	4,37	8,25	3,95	7,82
6	5,25	9,90	4,73	9,38
7	6,12	11,55	5,52	10,95
8	7,00	13,20	6,31	12,51
9	7,87	14,85	7,10	14,08

$Ca_3P_2O_8$ in Apatit		
P_2O_5	CaO	Apat.
1	1,184	2,184
2	2,37	4,37
3	3,55	6,55
4	4,74	8,74
5	5.92	10,92
6	7,10	13,10
7	8,29	15,29
8	9,47	17,47
9	10,66	19,66

Serpentin. Kaolin		Serpentin. $H_4Mg_3Si_2O_9$		Kaolin, Analc.	Kaolin	Analcim, $H_2NaAlSi_2O_7$			Muscovit, $H_2KAl_3Si_3O_{12}$			
H_2O	SiO_2	MgO	Serp.	Al_2O_3	$H_4Al_2Si_2O_9$	Na_2O	SiO_2	Analc.	K_2O	Al_2O_3	SiO_2	Musc.
1	3,342	3,337	7,679	2,851	7,193	1,727	6,684	12,262	2,623	8,552	10,026	22,201
2	6,68	6,67	15,35	5,70	14.38	3,45	13,37	24,52	5,25	17,10	20,05	44,40
3	10,03	10.01	23,04	8,55	21,58	5,18	20,05	36,78	7,87	25,65	30,08	66,60
4	13,37	13.35	30,72	11.40	28,77	6,91	26.74	49,05	10,49	34,21	40,10	88,89
5	16,71	16,69	38,40	14,25	35,96	8,64	33.42	61,31	13,12	42,76	50,13	111,01
6	20,05	20.02	46,07	17,11	43,16	10,36	40,10	73,57	15,74	51,31	60,16	133.21
7	23,39	23,36	53,75	19,96	50,35	12,09	46,79	85,83	18,36	59,87	70.16	155,41
8	26.74	26,69	61,43	22,81	57,55	13,82	53,47	98,10	20,98	68,42	80.21	177,61
9	30,08	30.03	69.11	25,66	64,74	15,54	60,16	110,36	23,61	76,97	90,23	199,81

Calcit, $CaCO_3$		
CO_2	CaO	Calc.
1	1,274	2,274
2	2,55	4,55
3	3,82	6,82
4	5,10	9,10
5	6,37	11,37
6	7,64	13,64
7	8.92	15.92
8	10,19	18,19
9	11,47	20,47

Na_2SO_4 in Sodalit		
SO_3	Na_2O	Na_2SO_4
1	0,776	1,776
2	1,55	3,55
3	2,33	5,33
4	3,10	7,10
5	3,88	8,88
6	4,65	10.65
7	5,43	12,43
8	6,21	14,21
9	6.98	15.98

Pyrit, FeS_2		
S	FeO	Pyrt.
1	1,122	1,873
2	2,24	3,75
3	3,37	5,62
4	4,49	7,49
5	5,61	9,37
6	6,73	11,24
7	7,85	13,11
8	8,98	14,98
9	10,10	16,86

Fluor, CaF_2 und in Apatit			Topas, $Al_2F_2SiO_4$		
F	CaO	CaF_2	Al_2O_3	SiO_2	Topas
1	1,476	2,055	2,700	1,583	4,862
2	2,95	4,10	5,40	3.17	9,72
3	4,43	6,16	8,10	4,75	14,59
4	5,90	8,22	10,80	6.33	19,45
5	7,38	10,27	13,50	7,61	24,31
6	8.85	12,33	16,20	9,50	29,17
7	10,33	14,38	18,90	11,08	34.04
8	11,81	16,44	21.60	12,66	38,90
9	13,28	18,49	24,30	14,25	43.76

Aus den anderen Kolonnen entnehmen wir, daß diese Menge Leucit 6,22 g Al_2O_3 und 14,60 g SiO_2 enthält. Diese Werte müssen von dem gesamten Al_2O_3- oder SiO_2-Gehalt der Gesteinsanalyse subtrahiert werden, bevor man die anderen Mineralien berechnet.

Einige der gesteinsbildenden Mineralien sind von komplizierterer Zusammensetzung als Leucit. So kann ein Augit die Metasilikate von Ca, Mg, Fe und Mn mit Tschermak's Silikat und vielleicht die Akmit- und Jadeitverbindungen enthalten. Gewisse Mineralien, einschließlich der meisten Glimmer und Amphibole, sind zu kompliziert, als daß sie mit einiger Sicherheit berechnet werden könnten. Das gilt aber in gleicher Weise für jede Berechnungsmethode. Abgesehen von diesen wenigen Ausnahmen werden die Tabellen für alle hauptsächlichen primären Mineralien der Eruptivgesteine und auch ihre gewöhnlichen Umwandlungsprodukte gelten.

An der Hand der Gesteinsanalyse und mit einiger allgemeinen Kenntnis der im Gestein vorhandenen Mineralien wird man imstande sein, ohne Schwierigkeit den besten Weg bei der Untersuchung einzuschlagen. Man wird mit den Bestandteilen beginnen, über deren Bestimmung kein Zweifel besteht, z. B. wenn ZrO_2 enthalten ist, mit Zirkon, wenn P_2O_5 vorhanden ist, mit Apatit usw. Es ist eine allgemein gültige Regel, daß man von den sicheren zu den zweifelhafteren Mineralien übergeht, da der weiter zu behandelnde Rest immer einfacher wird, je mehr Mineralien des Gesteins bestimmt sind.

Zur Geologie der Umgebung von Lübeck.

Eine Entgegnung an Herrn Gagel.

Von **Hans Spethmann.**

Auf den zweiten Teil von Herrn Gagel's Schrift: „Zur Geologie Schleswig-Holsteins", der sich speziell gegen mich wandte, habe ich eine Entgegnung geschrieben, die einen neuen Aufsatz von Herrn Gagel gegen mich „Zur Geologie der Umgegend von Lübeck" hervorgerufen hat, der sich teils zu Fragen äußert, die bereits angeschnitten waren, teils einige neue Momente in die Auseinandersetzung hineinträgt. Ich möchte mir erlauben, zu den Ausführungen Herrn Gagel's nach meiner Rückkehr aus Island das Folgende zu sagen:

1. Herr Gagel behauptet, daß die umstrittene Endmoränenstaffel zwischen Lockwisch und dem Stecknitztal (III, 210 u. 211)[1]

[1] Es bedeutet I. H. Spethmann, Die Lübecker Mulde und ihre Terrassen. Dies. Centralbl. 1907. No. 4. II. C. Gagel, Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. II. 1. Mit falschem Schlußdatum (III, 216, Bestätigung IV, 368). III. H. Spethmann, Der zweite Teil von C. Gagel's Arbeit: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Dies. Centralbl. 1910. No. 7. IV. C. Gagel, Zur Geologie der Umgegend von Lübeck. Ebenda 1910. No. 12.

senkrecht zum Streichen der nachgewiesenen Endmoränen verläuft (IV, 365). Das Gegenteil trifft zu: sie läuft konform zum Südrand der Lübecker Mulde und zu den weiter südlich gelegenen Endmoränen, wie ein Blick auf Herrn GAGEL's „Skizze des Gebietes zwischen Lübeck und Büchen“ [1] bezeugt. Auch die einzelnen Erhebungen streichen in diesem Sinne.

Von den angeführten Stellen gröberen Materials (III, 210) zieht Herr GAGEL die von ihm früher genannte Stelle von Gr.-Disnack zurück (IV, 364). Die Stelle von Wahlsdorf kennt er nicht (IV, 365). Die von Kl.-Mist soll ein mit der Terrassenbildung zusammenhängendes Aufbereitungsprodukt des Geschiebemergels sein; die höchsten Terrassen gehen aber nicht über 29 m, wie Herr GAGEL selbst festgestellt hat (I, 101), während der Aufschluß oberhalb der 40 m-Isohypse gelegen ist und die Terrassen überhaupt bei Gr.-Mist liegen (I. 100).

Sand und Kies sollten auf dem Lockwischer Teilstück noch nicht $\frac{1}{10}$ vom Hundert der Gesamtbildungen ausmachen (II, 240), was mir zu niedrig erschien (III, 212), während Herr GAGEL diese Behauptung jetzt auf die ganzen Blätter Ratzeburg und Krummesse ausdehnt, soweit sie von Grundmoränenlandschaft im Sinne Herrn GAGEL's bedeckt werden.

2. Herr GAGEL behauptet, die Deutsche geolog. Gesellschaft „in diesem Gebiet“ herumgeführt zu haben (IV, 365). Wir sind mit der Eisenbahn durch die strittige Endmoräne hindurchgefahren, in Ratzeburg ausgestiegen und nordwärts bis zu einem Aufschluß östlich von Einhaus gekommen. Von einer Diskussion über den Gegenstand während der Exkursion ist mir nichts bekannt, wohl

[1] Diese Skizze ist den „Verhandlungen des XVII. deutschen Geographentages zu Lübeck (Berlin 1910)“ beigegeben. In Wirklichkeit kam sie erst zur Tagung der Deutschen Geolog. Gesellsch. im Herbst 1910 heraus, während dem Geographentag eine ganz andere (vergl. z. B. den Südwesten und den Ansatz des Einhauser Trockentales) vorgelegt wurde. Ferner hat Herr GAGEL in seinen Arbeiten noch weitere Ansichten über den Verlauf von Endmoränen vertreten, auf die ich an der Hand einer Karte in einer größeren Arbeit zurückkommen werde, wodurch dieser ganze Streit um die Endmoränen im Süden der Lübecker Mulde erst in das rechte Licht gesetzt wird. Bei dieser Gelegenheit werde ich auch eine neue Schrift FRIEDRICH's: Beiträge zur Geologie Lübecks, eingehend verwerten, über deren Grad von Sachlichkeit nichts besser orientiert als die Angabe, daß FRIEDRICH die GAGEL'sche Schrift gegen mich mehrfach zitiert, dagegen nicht meine Entgegnung, die am 1. April 1910 erschien, wohl aber zusammenhanglose Sätze aus meiner kleinen Landeskunde von Lübeck herausgreift, deren erste Sonderabzüge erst Anfang Mai zur Ausgabe gelangten, während sie in den „Mitteilungen der geographischen Gesellschaft zu Lübeck“ erst im September des gleichen Jahres in die Öffentlichkeit kam!

aber weiß ich, daß man über die verwitterten Sande teilweise recht anderer Auffassung als Herr Gagel war.

3. Herr Gagel behauptet, ich habe von einer „Paßhöhe im Delvenautal südlich von Mölln“ gesprochen (IV, 365). Das Gegenteil trifft zu. Ich habe ganz deutlich von einer solchen im Stecknitz—Delvenautal gesprochen (I, 99) und in allen meinen Arbeiten nie den Ausdruck „Paßhöhe im Delvenautal“ gebraucht.

4. Herr Gagel behauptet, ich habe seine Worte: „Die Lübecker Ebene .... entwässerte durch das in etwa 15—18 m Meereshöhe liegende Stecknitztal“ falsch zitiert (IV, 365). Die Worte stehen jedoch in seinen Erläuterungen zu Blatt Ratzeburg, p. 39. Da Herr Gagel aber in diesen Stecknitz mit Delvenau verwechselt hat (z. B. p. 3, 6, 7), so habe ich dasselbe auch für diese Stelle angenommen, da die Höhenangabe 15—18 m sonst überhaupt ganz unverständlich ist, denn das heutige Stecknitztal liegt beim Möllner See 12 m hoch, das spätglaziale lag zwischen 12 m und fast 30 m.

5. Herr Gagel behauptet, er verstehe den Zusammenhang zwischen Terrassen und Denivellationen an Seespiegeln nicht. Daß Terrassen mit dem Seespiegel zusammenhängen, ist klar, daß aber die Denivellationen des Seespiegels jedenfalls sehr gering sind und zur Erklärung eines verschiedenen Terrassenniveaus nicht herangezogen werden können, geht aus meinen Darlegungen von 1907 hervor (I. 98 ff.)!

6. Herr Gagel behauptet, er habe mir nachgewiesen, daß ich mich „andauernd mit fremden Federn schmücke“, „bewußt und absichtlich meine Quellen verschweige“ und vor allem Friedrich nicht zitiere (IV, 366, auch 367 oben). Für Friedrich hat Herr Gagel eine einzige Stelle als Beleg vorgebracht (II, 248), zu der ich mich sofort geäußert habe (III, 216); ferner habe ich sowohl das vermeintliche Nichtzitieren von Geinitz (II, 240) wie von Herrn Gagel (II, 242) sofort begründet (III, 212 u. III, 213).

7. Herr Gagel behauptet, in meiner früheren Arbeit (I) werde „fast niemals zitiert“. Dieser Eindruck beruht auf einer optischen Täuschung, indem die Zitate nicht am Fuß der Seiten stehen, sondern in den Text hineingenommen sind. Nicht weniger als 12mal wird auf den 8 Textseiten zitiert; ich weiß keine Stelle, wo ein Zitat fehlt, Herr Gagel führt auch keine einzige auf. Das gleiche gilt für meine anderen Arbeiten über die Lübecker Gegend in den Mitt. Geogr. Ges. Lübeck. Heft 21 und im „Globus“. 96. p. 309.

8. Herr Gagel behauptet (IV, 366), einmal hätte ich Keilhack mit der Angabe 20 m (I, 104), ein anderes Mal mit der Angabe 16,6 m (III, 213) für die strittige Paßhöhe zitiert. Das ist in der Tat der Fall; aber meine Ungenauigkeit ist wohl verzeihlich, als auch Keilhack, wie sich jetzt herausstellt und wie

auch Herrn Gagel und Friedrich unbekannt war, in einem und demselben Jahr zwei verschiedene Höhenangaben für die gleiche Paßhöhe veröffentlicht hat, 20 m in seinen „Stillstandslagen des letzten Inlandeises“ (Jahrb. preuß. Geol. Landesanst. f. 1898, Berlin 1899. p. 126) und 15 m in seiner Arbeit: Tal- und Seebildung im Gebiet des Baltischen Höhenrückens (Verh. Ges. f. Erdk. Berlin, 1899. p. 136).

Herr Gagel behauptet, daß meine „Berichtigung der Keilhack’schen Angaben“ der „Hauptinhalt meiner Arbeit (I)“ sei. Das Gegenteil trifft zu: Der kleine, allerletzte Absatz meiner Arbeit (I, 104) geht auf diesen Punkt ein.

9. Herr Gagel behauptet jetzt, ich müßte seine Angaben über die Terrassen am Ratzeburger See gekannt haben (IV, 366), weil ich seine Arbeit bei meiner Beschreibung der Terrassen (I, 99) zitiert habe. Ich habe mich bereits klar dahin geäußert (III, 213), daß ich die Terrassen gefunden habe, ohne die betreffenden Notizen Herrn Gagel’s vor Augen zu haben, sondern bin auf sie erst nachträglich aufmerksam gemacht und habe dementsprechend Herrn Gagel zitiert.

10. Herr Gagel behauptet, daß ihm die Priorität in der Bryozoenfrage zukäme (IV, 367) und daß nicht Struck, wie ich beiläufig behauptet hatte (III, 213), die Erkenntnis der Verbreitung der Bryozoen zufalle. Da Herr Gagel den Anteil Struck’s an anderer Stelle noch klarlegen will, so warte ich das zunächst ab; jedenfalls spricht die angeführte Stelle: „Gagel und ich“ noch nicht das entscheidende Wort.

11. Herr Gagel zitiert, ich hätte geschrieben, daß „seine ganze Entgegnung in der Luft schwebe“ (IV, 367). In meiner Arbeit steht aber: „Die ganze Entgegnung in diesem Punkte (von mir gesperrt) schwebt in der Luft“ (III, 215), nämlich hinsichtlich des Ausmaßes der postglazialen Niveauveränderungen. Die Entwicklung der Kenntnis hat sich folgendermaßen abgespielt: Ich habe mich 1906 der allgemeinen Auffassung über das hohe Ausmaß der Litorinasenkung angeschlossen. Bereits 1907 habe ich selber Bedenken gehabt und auf die gleiche Erklärungsmöglichkeit, die Herr Gagel jetzt bringt, hingewiesen, nämlich auf die Bedeutung der subglazialen Schmelzwasser[1]: „So einfach und natürlich im Unterlauf von Flüssen die Rinnen, die weit unter den Meeresspiegel reichen, durch eine Gefällserosion mit folgender Senkung genetisch zu erklären sind, . . . so ist allein für sich gesehen eine Erosionsrinne unter dem Meeresspiegel in einem Lande, welches als Kind des Eises glazialen Faktoren sein äußeres Gepräge verdankt, auch subglazialen Schmelzwasserströmen zuzu-

[1] H. Spethmann, Die Genetik des südwestlichen Baltikums seit der Eiszeit. Geogr. Anzeiger. 8. p. 124. Gotha 1907.

schreiben, wie ja denn ihnen gerade in neuester Zeit eine einflußreiche Bedeutung beigemessen wird." Doch wagte ich damals, vor mehr denn drei Jahren, noch nicht, diesen Gedanken durchzuführen. Im Oktober 1909 hat nun Herr GAGEL den gleichen Gedanken in einem Vortrag vor der Deutschen geologischen Gesellschaft der Öffentlichkeit übergeben. Da ich gerade ein Manuskript über das Lübecker Zungenbecken für den „Globus" fast druckfertig hatte, schloß ich mich diesem nunmehr der Öffentlichkeit übergebenen Fortschritt in der Erkenntnis an unter dem mehrfachen ausdrücklichen Hinweis auf Herrn GAGEL's Vortrag. Auf diesen im Globus erschienenen Aufsatz[1] ist Herr GAGEL in seinem ersten Angriff gegen mich (II) eingegangen. Da ich also bereits, ehe Herr GAGEL seine Publikation gegen mich (II) definitiv abschloß, mich nicht mehr für den großen Ausschlag der Litorinasenkung erklärt hatte, so schrieb ich: Herr GAGEL „hat sohin die Möglichkeit gehabt, mindestens in einer kurzen Anmerkung auf meine Meinungsänderung aufmerksam zu machen" (III, 216). An dieser sehr naheliegenden Möglichkeit ist nicht zu rütteln! Sollte aber Herr GAGEL geglaubt haben, ich sei über seinen vorbereiteten Angriff gegen Herrn OLBRICHT und mich damals bereits irgendwie orientiert gewesen, so sei hier mitgeteilt, daß mir selbst am Tage des Erscheinens des Globusartikels (2. XII. 1909) noch nichts von dem Angriff Herrn GAGEL's gegen Herrn OLBRICHT und mich bekannt war; auch konnte ich ihn um so weniger ahnen, als mich Herr GAGEL noch am 16. Oktober 1909 eingehend nach Herrn OLBRICHT ausgefragt und ich ihm anstandslos auf alles Auskunft erteilt hatte. Und das war zu einer Zeit, als der Angriff gegen Herrn OLBRICHT und mich bereits in die Druckerei gewandert war!

12. Herr GAGEL ist nicht eingegangen auf das Alter des „Begriffes Caldera" (III, 217 und IV, 368), auf die prinzipielle Frage des Unterschiedes zwischen Grund- und Endmoränenlandschaft (III, 211 und IV, 364), auf die Genauigkeit der Höhenangaben in den Meßtischblättern (III, 214), auf die Bedeutung des Stecknitzabflusses für den Lübecker Stausee (III, 215), auf den Ausdruck „Das Hohelied" (III, 217) und auf die großen Unterschiede zwischen den beiden Kartenskizzen, die dem Geographentag und dem Geologentag von Herrn GAGEL vorgelegt wurden (III, 212).

Im vorstehenden habe ich auch den zweiten Angriff Herrn GAGEL's gegen mich beantwortet, und wie bereits bei der ersten Entgegnung bin ich auch bei dieser von dem ehrlichen Bestreben

[1] H. SPETHMANN, Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde. Globus. 92. p. 310. Braunschweig 1910.

geleitet gewesen, rein sachlich mich zu verteidigen; eine andere Methode habe ich nicht nötig. Herr Gagel hat sich mit allen ihm zur Verfügung stehenden Mitteln jetzt den Anschein zu geben gesucht, als kämpfe er für eine gute Sache und müsse mich deshalb ein für allemal mundtot machen. Ganz abgesehen davon, daß Herr Gagel in seinen Polemiken gegen Geinitz und Stolley gleichfalls einen Ton anschlägt, der schwerlich Billigung gefunden haben wird, so möchte ich hinsichtlich der Auseinandersetzungen zwischen Herrn Gagel und mir jeden, der sich ein wahres Urteil bilden will und sich nicht durch Wortgeschrei — Superlativen und Pleonasmen — blenden läßt, dringend darum bitten: selber zu prüfen, **so scharf wie möglich**, und meine beiden Entgegnungen mit den beiden Angriffen Herrn Gagel's zu vergleichen. Dann wolle jeder selber feststellen, wo ich denn eigentlich einen Fehler gemacht habe, geschweige denn eine Gruppe von solchen, die eine derartige Behandlung, wie sie mir Herr Gagel öffentlich zu teil werden läßt, rechtfertigt!

Greifswald, im November 1910.

Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal (Obersteiermark).

Von Dr. **Fr. Heritsch** in Graz.

(Schluß.)

Von Interesse ist auch das Querprofil von Krieglach über den Alpsteig nach St. Kathrein am Hauenstein. Bei Krieglach erscheinen am Gehänge der Ausläufer der Pretulalpe wieder Kalke und Dolomite des Semmeringmesozoikums; diese streichen von Mürzzuschlag her in unterbrochenem Zug über Langenwang bis Krieglach. Die Lagerungsverhältnisse sind recht kompliziert, die stratigraphische Gliederung sehr schwierg, so daß ich einen Vergleich mit den einzelnen Stufen des Semmeringmesozoikums nicht wagen kann. In mehreren Zügen wechseln Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite; das tiefste Glied sind mächtige, hoch kristallinische blaue Kalke, die in dicken Bänken abgesondert und oft als Bänderkalke entwickelt sind; mit diesen letzteren wechsellagern weiße, marmorähnliche Kalke (das ganze ist wohl Jura?). Während die über diesen Kalken liegenden Dolomite (Trias?) und Kalke gegen Süden fallen, stehen die letztgenannten Bänderkalke und Kalke fast ganz steil. Unter ihnen liegen dann Gneise und kristallinische Schiefer. Zwischen den Gehöften Wackenberger und Kaiser im Traitachgraben kommt

Quarzit unter den Kalken vor[1]. Auch die kristallinen Schiefer stehen sehr steil oder fallen steil gegen Süden ein. In Analogie mit der Tektonik des Semmeringgebietes, deren streichende Fortsetzung hier liegt, wird man zwischen den kristallinischen Gesteinen bezw. Quarziten und den mesozoischen Schichten einen anomalen Kontakt durchlegen[2]. In der Weiterverfolgung des Profiles der kristallinen Schiefer ist zu beobachten, daß sich die Neigung des Fallens in bedeutendem Maße ermäßigt; in einer Höhe von 1000 m beträgt das Fallen am Alpensteig ca. 45 nördlich, in der Höhe von 1050 m herrscht fast schon horizontale Lagerung. Gegen St. Kathrein am Hauenstein und von da in das Feistritztal hinaus sind noch kleinere Wellungen im Fallen zu beobachten, doch kann die Tatsache nicht übersehen werden, daß die Phyllite im Feistritztal bis Unter-Dissau herab bereits konstant nach Südosten einfallen. Es scheint also tatsächlich zwischen Krieglach und dem Feistritztal ein schiefes Gewölbe von kristallinischen Gesteinen der Wechselentwicklung (Carbon?) vorzuliegen. Im übrigen macht der steile Abstieg der Schiefer gegen das Mürztal zu fast den Eindruck einer Stirnfalte.

In der Region von Unter-Dissau, Ober-Dissau und Fischbach hat M. Vacek ein interessantes Vorkommen von Gesteinen des Semmering bekannt gemacht[3]. Er beschreibt aus der Gegend südöstlich von Fischbach an der Straße nach Birkfeld einen länglichen Lappen von Semmeringquarzit, der aus der oberen Dissau bis in den Weißenbachgraben reicht. An der Nordseite dieser Quarzite treten kleine Lappen von Semmeringkalk auf. Die Lagerung dieser Schichten ist eine sehr verwirrte. Im Sulzbachgraben bei Unter-Dissau (Hausbauer) erscheinen zuerst Schiefer (Chloritschiefer, Sericitschiefer usw.) und metamorphe Konglomerate, welche dem Carbon nicht unähnlich sind, wie es sonst in dem Gebiete der Grauwackenzone verbreitet ist. Dann folgen Kalke (steil nordöstlich einfallend), welche man mit Vacek den analogen Vorkommnissen des Semmerings zur Seite stellen muß. Mit diesen Kalken sind weiße Semmeringquarzite in Verbindung, leider läßt sich nicht feststellen, in welchen Lagerungsverhältnissen. Taleinwärts erscheinen wieder Kalke an mehreren Stellen, aber so schlecht aufgeschlossen, daß jedes Urteil über die Lagerung unmöglich ist. Häufig findet man auch in diesen Vorkommnissen bezeichnenderweise Rauchwacken. Im Dissenbachgraben findet man zuerst Quarzite, dann erscheinen bei Punkt 889 wieder Kalke

[1] D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 113.

[2] Siehe das Sonnwendsteinprofil bei H. Mohr, l. c.

[3] M. Vacek, Kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1889. Siehe auch D. Stur, Geologie der Steiermark.

mit deutlichem Ostfallen. Taleinwärts stehen wieder Quarzite mit Südostfallen an. In den Tälern, welche von Ober-Dissau auf die Wetzer Seite führen, erscheinen unter diesen Quarziten wieder blaue kristallinische Kalke, daneben auch zellige Dolomite. Auf dem gewöhnlichen Weg von Ober-Dissau nach Fischbach beobachtet man zuerst weiße Semmeringquarzite; in einer Höhe von ca. 900 m streicht eine ca. 50 m mächtige Ablagerung durch, welche aus brecciös entwickelten Kalken, zelligen Kalken, Dolomiten und Rauchwacken besteht; das Streichen und Fallen ist nicht konstant in dieser sehr gestörten Schichtserie; an einzelnen Stellen mißt man OW-Streichen und Fallen unter 20° gegen Süden. Deutlich legen sich ca. 800 Schritte vor Fischbach gneisartige Schichten auf den Kalk, die Quarzite erscheinen erst weiter südlich. Trotz der verworrenen Lagerungsverhältnisse dürfte es klar sein, daß die Kalke, Dolomite usw. auf den Schiefern des Teufelsteins liegen, ferner, daß auf ihnen die Quarzite liegen, welche vielleicht wieder Kalke unterteufen (Sulzbachgraben). Es macht mir ferner den Eindruck, daß diese ganze Enklave von Semmeringgesteinen im Süden wieder von Gneisen überlagert wird. Ohne mich auf eine bestimmte Änderung einzulassen, möchte ich der Meinung Ausdruck verleihen, daß zwischen den Schiefern des Teufelstein, den Kalken und Dolomiten, den Quarziten und den Gneisen anomale Kontakte vorhanden sind.

Die kristallinischen Schiefer des Teufelstein neigen sich auf der Strecke Fischbach—Auf der Schanz—Fochnitztal gegen Südwesten; vielfach zeigen diese Schiefer den Charakter der Paltentaler Carbonschiefer. Im Fochnitztal und im Stanzertal erscheinen an mehreren Stellen Kalke, die ein ganz besonderes Interesse durch die Umstände ihres Auftretens erregen. Bei der Ortschaft „Unter der Alpe“ (östlich von Stanz) sind stark kristallinische Kalke aufgeschlossen (mit 50° Südostfallen). Das, was diese Kalke so wertvoll für die Tektonik macht, sind die unter ihnen aufgeschlossenen, gipsführenden Schichten, welche einen direkten Vergleich mit dem Semmeringmesozoikum und der Quarzitgruppe daselbst herausfordern. Ein weiteres ähnliches Vorkommnis, auch auf den Schiefern des Teufelstein bezw. der Sonnbergalpe liegend, befindet sich bei Fladenbach. Dort erscheinen über sericitischen Schiefern die gipsführenden Schichten, Quarzite und Sericitschiefer; diese werden überlagert von Kalken, dolomitischen Kalken, Dolomiten und Rauchwacken; auch hier herrscht Südostfallen. Talauswärts befindet sich noch ein Vorkommen von Kalk. Ein weiteres ist bereits im Mürztal am Kalvarienberg bei Kindbergdörfel vorhanden. Der Kalvarienberg, der fast frei aus dem Tal aufstrebt, besteht aus einem total zerbrochenen, dolomitischen Kalk; die Lagerung dieses schon als Breccie zu bezeichnenden Gesteines ist nicht sicher anzugeben, da das Gestein allzusehr mechanisch zer-

trümmert ist; am wahrscheinlichsten ist noch ein steiles Einfallen gegen Norden. Das Vorkommen gehört in dieselbe Reihe wie diejenigen von Krieglach, Stanz, Fischbach, also zum zentralalpinen Mesozoikum.

Ich stelle nun folgende Sätze auf: 1. Man hat es bei den Kalken, Dolomiten usw. bei Krieglach, Fischbach, Stanz, Kindberg mit zentralalpinem Mesozoikum zu tun, bezw. bei den Quarziten etc. mit der permisch-untertriadischen Quarzitgruppe des Semmering. 2. Die kristallinen Schiefer (Wechselgneise und Wechselschiefer) sinken im Streichen über die Pretulalpe zur „Schanz" langsam nieder und werden von den eben genannten mesozoischen Gesteinen umrahmt. Zur Serie der Wechselgesteine gehört als höchstes Glied die Quarzitgruppe. Daher erscheinen die kristallinischen Schiefer des Kammes von der Pretulalpe bis zur „Schanz" und die auf ihnen liegende Quarzitgruppe als ein Fenster unter dem denudierten und tektonisch z. T. zerstörten zentralalpinen Mesozoikum, welches als Decke über sie bewegt wurde. 3. Die Kalke von Stanz sinken unter die westlich folgenden Hornblendegneise und Tonschiefer des Rennfeldes und seiner Ausläufer.

Diesen letzten Satz muß ich noch erläutern. In der streichenden Fortsetzung des Rückens der Pretulalpe—Teufelstein erscheinen bei Bruck Hornblendegneise, über welchen auf große Strecken hin Schiefergesteine greifen, welche Vacek seiner Quarzphyllitgruppe zurechnet[1]; das Alter dieser ist heute ein ungelöstes Problem. Wenn man nun die beiden kristallinischen Massen, Rennfeld und Pretulalpe vergleicht, so muß im Sinne der Deckentheorie gesagt werden, daß es sich ja nicht um zwei tektonisch analoge Glieder handeln kann; es kann sich nicht um ein Nebeneinander, sondern nur um ein Übereinander handeln. Dazu kommen die Lagerungsverhältnisse der Kalke bei Stanz. Deutlich neigen sie sich unter das ,im Südwesten folgende kristallinische Massiv. Die Verhältnisse liegen ganz ähnlich wie im Tessiner Massiv. Die Kalke fallen, wie früher erwähnt wurde, gegen Südosten ein; verfolgt man nun bei Stanz ein NS-Profil, so kommt man aus den Kalken bei Stanz in die im Stanzbachtal, etwa zwischen dem Gehöft Gawinner und der Vereinigung mit dem Fochnitztal anstehenden Hornblende-Biotitgneise, welche über den Kalken liegen. Daraus geht hervor, daß das Rennfeldmassiv mit seinen Hornblendegneisen und den Schiefern über dem Kalk bei Stanz liegt und daß diese und die Schiefer des Teufelstein unter das höhere Massiv untertauchen.

Große Schwierigkeiten bereitet die Stellung der paläozoischen Ablagerungen der Umgebung von Graz. Das Rennfeldmassiv trägt im Norden bei Bruck typisches Obercarbon und es ist recht wahr-

---

[1] M. Vacek, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1889.

scheinlich, daß zwischen beiden ein normaler Kontakt vorhanden ist. Im Süden liegen auf dem Hornblendegneis des Rennfeldes die altpaläozoischen Schichten der Umgebung von Graz. M. Vacek hat am Südabfall des Rennfeldes das Vorkommen von Carbon angegeben[1]. Ich kann mich dieser Auffassung nicht anschließen; denn z. B. in dem von Vacek angeführten Schattleitnergraben bei St. Jakob in der Breitenau sehe ich kein Carbon, sondern eine regelmäßige Folge der obersilurischen Kalkschieferstufe des Grazer Paläozoikums. Auch die Profile von St. Erhard in der Breitenau gegen das Straßeck zeigen mir nur die unterdevonischen Quarzite und die Kalke und Schiefer der Kalkschieferstufe. Sehr eigentümlich sind die Verhältnisse am Straßeck und von da im Profil bis Stanz. Man hat am Straßeck und von da gegen den Berglerkogel die typische Kalkschieferstufe und unter ihr bis zur Ortschaft Retsch herab Tonschiefer, Sericitschiefer, graphitische Schiefer, das sind Straten, welche Vacek seiner Quarzphyllitgruppe einreiht. Wenn auch eine Diskordanz zwischen diesen Schiefern und der obersilurischen Kalkschieferstufe des Grazer Paläozoikums nicht zu beobachten ist, so wird man doch eine solche annehmen müssen, wie man überhaupt den Kontakt des Grazer Paläozoikums mit den kristallinischen Gesteinen des Rennfeldes, der Hochalpe und Gleinalpe nicht als einen normalen ansehen kann; denn über das Grazer Paläozoikum sind sicher keine Decken der Alpen gegangen; es hätten aber alle ostalpinen Decken darüber gehen müssen, wenn der Kontakt ein normaler wäre.

Ein anderer wichtiger Umstand liegt in der Tatsache, daß unter der streichenden Fortsetzung der Gneise des Rennfeldes, Hochalpe usw. in den Sekkauer Alpen tiefere tektonische Elemente hervortauchen. In der Gegend von Oberzeiring, St. Johann am Tauern und Brettstein liegen unter den Gneisen und Graniten der Sekkauer Tauern Kalke fraglichen Alters, auf welche die Gneise und Granite aufgeschoben sind[2]. Unter diesen Kalken liegt das Glimmerschieferterrain der Wölzer Alpen, das häufig von Kalken durchzogen wird und überdies auch Graphitschiefer und Graphit enthält. Diese Granatenglimmerschiefer überlagern, wie Uhlig gezeigt hat, das Schladminger Deckmassiv[3]. Es wäre nicht allzuschwer, verschiedene weitgehende Vergleiche anzustellen über die tektonischen Beziehungen zwischen den Wölzer Alpen und den weiter östlich gelegenen Gegenden.

Ich habe früher mit der Erörterung jenes Streifens mesozoischer Gesteine begonnen, den man aus dem Semmeringgebiet

[1] M. Vacek, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1906. p. 223.
[2] F. Heritsch, Sitzungsber. der Wiener Akademie 1909. p. 134.
[3] v. Uhlig, Zweiter Bericht über die geotektonischen Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. 1908. p. 1410 ff.

über Kapellen bis zum Pfaffeneck verfolgen kann. Dort endet der mesozoische Zug und die tief eingreifende Tertiärbucht von Parschlug verhindert die Beobachtung. In der streichenden Fortsetzung erscheinen zwischen Kapfenberg und Einöd Kalke, welche im Törlbachprofil unter die Gneise südlich von Törl einfallen und damit auch ins Liegende der Gneise des Kletschachkogels gehören. Unter den Kalken von Einöd, die jedenfalls nicht mehr zum zentralalpinen Mesozoikum gehören, liegt westlich und südlich von Kapfenberg Carbon, das mit Kalken, Graphitschiefer, Serpentin, Sericitschiefer usw. genügend charakterisiert ist. Dieses Carbon, welches von St. Michael über Leoben und Bruck hierher streicht, gehört in das Liegende der Gneise des Kletschachkogels.

Wenn ich die Lagerungsverhältnisse im Mürztal in gröbsten Umrissen kurz überblicke, so sehe ich Deckenland. Im Profil Pretulalpe—Neuberg haben wir folgende tektonische Glieder: 1. Wechselgesteine und Quarzit von der Pretulalpe bis Mürzzuschlag. 2. Eine liegende Falte von zentralalpinem Mesozoikum und kristallinen Gesteinen: a) die inverse mesozoische Serie von Mürzzuschlag als Liegendschenkel. b) Die Quarzite und ein Teil der Gneise als Liegendschenkel. c) Gneise und Gneisgranite (Veitsch) als Kern. d) Zentralalpines Mesozoikum als Hangendteile (Kapellen—Roßkogel—Veitsch—Pfaffeneck). 3. Quarzite und Kalke bei Kapellen als höhere zentralalpine Decke. 4. Carbon im Westen von Gneis unterlagert. 5. Serie von Schiefern mit Quarzporphyren. 6. Erzführende Silur-Devonkalk (Neuberg). Von diesen tektonischen Elementen erscheinen folgende in Parallelprofilen (abgesehen von den Wechselgesteinen des Ausläufers der Pretulalpe): 2 a in den Kalken usw. bei Krieglach; 2 c im Profil Mitterdorf—Veitsch, ferner nördlich von Kindberg usw. als Unterlage von 2 d; 2 d (vielleicht ein Teil von 3) am Roßkogel, zwischen Mitterdorf und Veitsch und weiter bis zum Pfaffeneck; 4 als zusammenhängender Zug von Kapellen nach Veitsch, Turnau, Törl usw. und nördlich davon ebenso 5 und 6.

Ein Vergleich mit dem Semmeringgebiet läßt uns die Parallele aufstellen zwischen der liegenden Falte (Mürzzuschlag—Pfaffeneck mit der Kirchberger Überfalte[1] und zwischen der höheren zentralalpinen Decke bei Kapellen (3.) mit der Taschenbergteildecke. Wir sehen ganz ähnliche Verhältnisse wie im Semmeringgebiet. Dort wie im Mürzzuschlag haben wir über den Wechselgesteinen die Kirchberger Überfalte und die Taschenbergteildecke und darauf das Carbon und die Schiefer mit Quarzporphyren und schließlich den erzführenden Kalk.

Von Mürzzuschlag bis zum Pfaffeneck kann man die liegende Falte verfolgen; dann sinkt sie, wie die Wechselschiefer mit den

[1] Mohr, l. c.

darauf liegenden kleinen Resten der zentralalpinen Decken auf der Linie des Stanzertales unter; wie dies im Pfaffeneckzug geschieht, kann man wegen des Tertiärs von Parschlug nicht beobachten.

Während man im Profil von der Pretulalpe zur Grenze der nördlichen Kalkalpen nur einen Zug von Carbon mit Graphitschiefern, Konglomeraten, Kalken usw. hat (Kapellen—Veitsch—Törl), so beobachtet man im Profil vom Rennfeld zu den westlichen Ausläufern des Hochschwab deren zwei; es lehnt sich an die Hornblendegneise des Rennfeldes bei Bruck—Kapfenberg Carbon mit Nordfallen an, wobei ich den Kalk von Einöd als ein wenigstens tektonisch, dem Carbon angehöriges Glied ansehe. Dieses Carbon taucht unter den Gneis des Kletschachkogels, der südlich von Törl weiterstreichend, im Veitschprofil wieder erscheint. Auf diesem Gneis liegt der durch Graphit und Magnesit ausgezeichnete Carbonzug Obertal—St. Kathrein—Törl—Veitsch—Kapellen. Auf diesem Carbon erscheint jene schon oft erwähnte Schichtserie, welche durch die Quarzporphyre charakterisiert ist und darauf liegen, wie immer in der Grauwackenzone der erzführenden Kalke. Verfolgt man das Carbon der Grauwackenzone aus dem Profil Rennfeld—Hochschwab gegen Westen weiter, so ist zu beobachten, daß das Carbon des Liesing- und Paltentales eine Fortsetzung des Zuges von Bruck und Kapfenberg ist. Der über dem Gneis des Kletschachkogels liegende Carbonzug setzt sich, sowie der Gneis nicht im Streichen fort; wohl aber ist dies der Fall bei den Quarzporphyren und den sie begleitenden Schiefern, welche auf der Wasserscheide des Palten- und Johnbachtales in großer Mächtigkeit auftreten; damit ist ein Grund für die Abtrennung dieser Serie vom Carbon des Paltentales gegeben.

Nach dem eben ausgeführten ist es klar, daß es eine „Mürztaler Gneismasse" im Sinne der älteren Autoren nicht gibt, sondern daß diese zerfällt in eine Gneismasse des zentralalpinen Deckensystems und eine solche der carbonischen Grauwackendecken. Ferner ist damit auch eine Grenze für das sogen. lepontinische Fenster am Semmering gegeben.

Nun zum Schluß noch einige Worte über die Abtrennung der lepontinischen Decken von dem ostalpinen System. G. Steinmann[1] hat ausgeführt, daß man die Tauerndecken zu den ostalpinen Decken rechnen müsse; damit stellen sich natürlich die Semmeringdecken auch in dieses Deckensystem. Daher muß aber auch das Hangende derselben, das Carbon, die Quarzporphyre und der erzführende Kalk, zum ostalpinen System gehören. Dazu wird man auch die Wechselschiefer und Gneise rechnen müssen, die nach H. Mohr auch carbonisch sind. Es liegen daher die zentralpinen

[1] G. Steinmann, Über die Stellung und das Alter des Hochstegen Kalkes. Mitteil. d geol. Gesellsch. Wien. 3 p. 292.

Decken am Semmering zwischen Carbon. Wollte man die mesozoischen Gesteine des Semmering zum lepontinischen Deckensystem rechnen, dann müßte auch das hangende Carbon dazu gehören. Man müßte dann den Schnitt zwischen ostalpin und lepontinisch unter den erzführenden Kalk legen, was nicht angeht wegen der engen Verknüpfung mit den Quarzporphyren, welche auch zum Carbon Beziehungen zeigen.

Graz, Geol. Institut der k. k. Universität, September 1910.

Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet.

Von **W. Schmidle**, Konstanz.

4. Postglaziale Delta [1].

Einen viel klareren Einblick in die Höhe und Ausdehnung der postglazialen Seen geben ihre Delta. Sie sind für unsere Gegend zuerst von O. Ammon [2] und dann von Sieger [3] behandelt worden. Ihnen ist Penck gefolgt. Nur einen Teil der Sieger'schen Kiese konnte ich für postglazial erachten [4], der größere Teil ist glazial, teils weil sie von Moränen bedeckt sind, teils weil sie glaziale Stauchungen zeigen, oder von dem Gletscher in Flachhügelländer, einer Art niedriger Kames, verwandelt sind. Neuerdings hat Früh [5] bei Mammern und Steckborn postglaziale Delta beschrieben.

Nur selten sind sie aufgeschlossen, und ohne Aufschlüsse kann keine Entscheidung getroffen werden, ob die kegelförmigen Kiesanhäufungen an dem Unterlauf heutiger Flüsse Delta vorstellen oder Schuttkegel, welche der Bach im trockenen Gelände aufschüttete. Ich behandle hier nur solche Gebilde, wo durch Kiesgruben die schrägen See- und die hangenden Flußschichten (Übergußschichten) klargelegt sind, also echte Delta.

1. Der Steiner-Seearm.

In seinem ganzen Verlaufe ist nur ein einziger derartiger Aufschluß in dem von Früh l. c. beschriebene Delta bei Wolfskehlen—Steckborn. Die Grenze der Fluß- und Seeschichten liegt

[1] No. 1—4 im N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. p. 104 u. ff.

[2] O. Ammon, Das älteste Konstanz. Schriften des Vereins für die Geschichte des Bodensees. Heft 13. 1884. p. 119.

[3] Rob. Sieger, Postglaziale Uferlinien des Bodensees. Ebendaselbst 1892. p. 192 u. ff.

[4] W. Schmidle, Zur geol. Geschichte des nordwestl. Bodensees etc. 1906. Heft 35. p. 71 u. ff. Diese Zeitschrift 1907. p. 257 u. ff.

[5] J. Früh, Zur Morphologie des unteren Thurgaus. Heft XVII der Mitt. der Thurg. naturf. Gesellschaft.

in 414 m Meereshöhe. Es zeigt somit einen ca. 20 m über den heutigen Bodenseespiegel gestauten See an. Ob die 17 Deltakegel, welche Früh l. c. p. 20 an der Schweizerseite dieses Seearms aufzählt, alle wirkliche Delta sind, ist fraglich. Das Gebilde am Aegerstenbuch zwischen Triboldingen und Ermatingen ist sicher nur ein Schuttkegel, es war bis zu diesem Sommer gut aufgeschlossen und zeigte liegende Sand- und Kiesschichten, und hangende Lehmschichten, die beide parallel seiner Oberfläche einfielen. Die charakteristischen Übergußschichten fehlten. Bestimmt man die Höhen ihrer Kegelspitzen, so ergibt sich das auffällige Gesetz, daß sie gegen Konstanz zu immer niederer werden. Die Höhe der Kegelspitze beträgt

bei Eschenz	418	m Meereshöhe
„ Mammern	418	„ „
östlich Neuburg	416—418	„ „
am Weintobel	417	„ „
bei Glariseck	416	„ „
„ Wolfskehlen	417	„ „
„ Berlingen	412—15	„ „
am Eschlibach (Zellerloch)	410	„ „
„ Mannenbach	410	„ „
„ Salenstein	410	„ „
„ Ermatingen	412	„ „
„ Aegerstenbach	410	„ „
bei Tägerwilen	410	„ „

Sind auch nur ein Teil dieser Kegel Delta, so zeigt die Tabelle sehr anschaulich, wie der Stauseespiegel sank, während der Gletscher von Stein nach Konstanz zurückwich; zuerst war das Sinken ein sehr rasches, weil die stauenden Moränen bei Stein—Etzwilen eben nur wenig Widerstand hatten, erst bei 410 m Höhe hielt es an, weil nun die ganze Sohle des Rheintales staute. Als zwischen Berlingen und Mannenbach dieser Seearm sich mit demjenigen von Radolfzell vereinigte, betrug die Spiegelhöhe nur noch 410 m Höhe. Diese Tatsache kann aus echten postglazialen Delta im Radolfzeller Gebiet direkt bewiesen werden und ist unabhängig von der immerhin hypothetischen Deltanatur der Aufschüttungskegel am Untersee.

2. Der Radolfzeller Seearm.

Im Hintergrunde desselben dehnt sich zwischen Radolfzell und Singen das wenigstens 16 qkm große Singener Delta aus[1]. Die Kiese nordwestl. von Böhringen am Fohren- und Seebühl sind nur

[1] Schmidle, l. c. p. 19 u. 66 im Sep.

ein von ihm durch einen postglazialen Rheinlauf abgetrennter Teil. Was ich an dieser Kiesmasse neuerdings beobachtete, bestätigt meine früher geäußerte Ansicht, daß sie nicht, wie AMMON, SIEGER und andere meinen, Kiese eines postglazialen Bodensees darstellen, sondern teils Sandrbildungen, teils Ablagerungen von Gletscherströmen sind, welche am nordwestlichen Rande der Eismasse hinflossen (Peripherieströme) und welche die fortwährend vor dem abschmelzenden Eise entstehenden kleinen Stauseen zuschütteten. Deshalb sinkt die Kiesoberfläche amphitheatralisch von 450 m Meereshöhe auf 420 m herunter. Der östliche Zufluß von Eigeltingen und Stockach her über Stahringen zu unseren Kiesen wird erwiesen durch die auf dem ganzen Wege eingestreuten Gerölle von weißem Jura, mariner und unterer Süßwassermolasse. von dem westwärts und südwestwestwärts gerichteten Einfall der Deltaschichten im östlichen Teil der Kiesmasse, von den alten Rinnen auf der Kiesmasse selbst, welche deutliche periphere Richtung zum Gletscher haben[1] und am Abhang des Deltas hinströmten. Die glaziale Natur der Kiese ergibt sich durch die Moränen-Ein- und -Zwischenlagerungen am Seebühl, bei Markelfingen, bei Arlen, bei Worblingen, an der Kapelle südlich von Steißlingen und bei der Handmühle, durch die Bestreuung mit erratischen Blöcken, durch die vielen Sölle auf der Kiesmasse selbst und durch die eigentümlichen gelappten Rinnen südlich von Steißlingen am Rande des Deltas, deren Entstehung wie die der Sölle kaum anders zu erklären ist als durch das Abschmelzen von im Kiese verschütteter Eismassen.

Als der Gletscher die Linie Seebühl, Rickelshausen und Überlingen am Ried erreicht hatte, hörte die Zuführung von Schutt und damit die Deltabildungen plötzlich auf. Der von Stahringen kommende Fluß begann in die aufgeschütteten Kiese das von SIEGER bereits gewürdigte heutige Trockental des Sauriedes zu erodieren. Die Ursache kann nur darin liegen, daß im Überlingertal ein Stausee sich gebildet hatte, dessen Abfluß bei Stahringen naturgemäß geröllfrei war. Und so wurde nun der durch den Gletscherrückzug bei Radolfzell sich bildende Stausee nicht mehr verschüttet. Er konnte sich zunächst nur durch das Worblingertal bei Arlen entwässern, wo in die gerade aufgeschüttete fluvioglaziale Kiesterrasse von 420 m Meereshöhe ein Abflußtal zur Biber angeschnitten wurde. Die Rinne ist heute noch erkennbar[2], ihr Boden liegt 416 m hoch. Nimmt man an, daß sie von postglazialen Lehmen 2—3 m hoch erfüllt ist — eine Annahme, welche nach den entsprechenden Verhältnissen an der Biber sicher

---

[1] Vergl. dazu SIEGER, l. c. und SCHMIDLE, l. c. Von AMMON sind sie als Uferlinien des postglazialen Bodensees gedeutet worden.

[2] Vergl. SIEGER und FRÜH, l. c.

zutrifft —, so konnte die Spiegelhöhe dieses Stausees bei dieser Entwässerung von 420—414 m heruntersinken. Später mußte er sich wie heute über Stein entwässern. Dieses muß sehr bald geschehen sein. Man könnte dieses schon aus der Unbedeutendheit der Abflußrinne bei Arlen erschließen, es ergibt sich aber direkt aus der Kiesterrasse von 410—413 m Meereshöhe, welche sich von Böhringen bis an den Friedhof von Radolfzell hinzieht und welche von der dahinterliegenden höheren glazialen Terrasse auffällig absticht. Bei den letzten Häusern von Böhringen ist sie aufgeschlossen, ein Delta ist bloßgelegt, die Grenze der Bach- und Seeschichten liegt in 410 m Höhe, es enthält sehr selten weißen Jura, zumeist alpine Geschiebe, die größeren Gerölle sind untere und marine Süßwassermolasse, wie sie im Hintergrunde der Abflußrinne anstehen. Daraus, noch mehr aber aus der Lage der Terrasse und dem südlichen Einfallen der Schichten ergibt sich, daß die Terrasse von dem durch das alte Flußtal des Sauriedes strömenden Fluß eingeschwemmt wurde und also aus dem Material besteht, welches der Abfluß aus der älteren Terrasse erodiert hat. Während also im Überlingertale der Gletscher noch einen See von 440 m Spiegelhöhe aufstaute, war der gleichzeitige Stausee bei Radolfzell nur 410 m hoch. Der Gletscher hatte den Untersee noch lange nicht freigegeben, denn er reichte im Überlinger See zu dieser Zeit, wie wir gleich erkennen werden, über die Mainau hinaus. So ist die Differenz der Spiegelhöhen noch etwas größer, als sie Sieger l. c. angegeben hatte, welcher diese Verhältnisse zuerst erkannt hatte.

Alle übrigen Kiesmassen am Untersee, auch diejenigen, welche Sieger und Penck als postglazial beschrieben, sind glazial, sie wurden von mir früher [1] fälschlich in die Achenschwankung gesetzt, gehören aber, soweit sie nicht älter sind, mindestens zur Laufenschwankung. Dasselbe gilt auch von den glazialen Kiesen der ganzen Gegend, welche von mir früher (1906 und 1907) zur Achenschwankung gezogen wurden.

3. Der Überlinger Seearm.

Ich kenne nur ein Delta, welches zu dem bereits erwähnten Stausee von 440 m Spiegelhöhe gehört; es liegt östlich von Überlingen am Ausgange des glazialen Peripherietales, welches die im Frickinger Zweigbecken gleichzeitig auf 490 m gestauten Gewässer über den Bergrücken von Lippertsreute her nach Andelshofen—Überlingen leitete. Die übrigen Deltabildungen, nament-

[1] Schmidle, l. c.

lich im vorderen Teile des Tales, haben eine Höhe von 420 m. Das bedeutendste liegt bei Nußdorf südlich von Überlingen, und zwar wieder am Ausgange der obengenannten Überflußrinne[1]. Ein zweites liegt östlich von Dingelsdorf am Bohl, ein drittes östlich von der Mainau unterhalb der Viktoriabuche.

Den zu dieser Spiegelhöhe gehörenden Ausfluß finden wir südlich von der Mainau bei Eck in 420 m Höhe. Es schließt sich an ihn ein altes Trockental an, welches an Schönheit der Ausbildung dem Sauried bei Radolfzell nichts nachgibt. Am Ende teilt es sich in drei Zweige, welche nacheinander benützt wurden. Der älteste mündete bei Wollmatingen in der Schwacketenwiese, der folgende am Sierenmoos bei Konstanz, der jüngste bei Hinterhausen fast auf der Spitze der Bodanhalbinsel. Es ist nicht schwer, den Beweis zu führen, daß diese Zweige ihre Gewässer nicht in den Bodensee ergossen, sondern in Stauseen und Randströme an der Seite des noch über Konstanz liegenden Gletschers.

Das dritte Stadium des Stausees im Überlinger Tale hatte eine Spiegelhöhe von 410 m. Ein dazu gehörendes Delta liegt südlich von Unteruhldingen an der Landstraße nach Meersburg bei Punkt 405,9. Es ist ebenfalls vorzüglich erschlossen. Der Ausfluß erfolgte am Jakob bei Konstanz als Randstrom des noch etwas in den Konstanzer Trichter hineinragenden Gletschers. Ob das gegenwärtig so schön erschlossene Delta westlich der Badeanstalt beim Jakob zu ihm gehört, wage ich nicht zu entscheiden. Die südwestlich einfallenden Schichten deuten freilich auf einen vom Überlinger See her kommenden Strom.

Bei dieser Spiegelhöhe erfolgte dann die Vereinigung mit dem gleich hoch gestauten Untersee.

Die Korrespondenz der Deltahöhen mit den Höhen der Ausflußöffnungen der Stauseen läßt den Schluß zu, daß seit ihrer Aufschüttung keine nennenswerten Bodenbewegungen an den Seeufern vorkamen. Dasselbe zeigt auch der enge Anschluß der Seitenmoränen an die Stirnmoränen der letzten Rückzugsstadien, welche wir bei Konstanz, Markdorf, Amriswyl, Stein-Etzwilen, Radolfzell und Wahlwies beobachten können.

4. Dünen- und Flugsande.

Obwohl diese Sande in der Gegend weit verbreitet sind, bilden sie doch ein nur wenig hervortretendes Glied in der Reihe der postglazialen Ablagerungen. Sie wurden deshalb auch spät erst

[1] Bei einem weiteren Rückzug des Gletschers fanden, wie Penck schon beschreibt, die von Lippertsreute kommenden Gewässer einen bequemeren Ausweg über Deisendorf nach Nußdorf.

gewürdigt[1]. Nur an einer Stelle, beim Bahnhof Salem—Stephansfeld östlich von Überlingen, setzen sie 2—3 ausgesprochene, hintereinanderliegende Dünenzüge zusammen, welche kaum 5 m hoch sind. Sie streichen quer zur Richtung des Tales fast genau ost-westlich über den ebenen Talboden hin. Die größte Düne ist die südliche; an ihr ist noch deutlich eine steile südliche Luv- und eine flache nördliche Leeseite erkennbar. Die zwei nördlich gelegenen Vordünen treten kaum hervor. Alle bestehen aus locker gelagerten, ziemlich gleich großen, etwa $\frac{1}{2}$ mm im Durchmesser betragenden Sandkörnern von Quarz, Feldspat und Glimmer (Kalkkörner fehlen), deren Kanten etwas gerundet sind. Durch reichliche Limonitausscheidung sind sie gelb gefärbt. Staub- und Feinsand fehlt fast völlig. Es sind demnach deutliche Stranddünen eines nördlich liegenden Sees.

Ausgesprochene Hügel bilden ferner unsere Sande mehrmals, so zwischen Neufrach und Bermatingen den Heidenbohl, östlich von Thaingen bei Biethingen den Rußler und zwischen Hegne und Litzelstetten mitten auf dem Bodanrücken nördlich der sogen. Moorwiesen einen namenlosen niederen waldbedeckten Hügel. Ihnen fehlt jede Dünenform. Sie sind nieder, breit und flach; der Heidenbohl hat sogar eine fast kilometerbreite ziemlich ebene Oberfläche. Sollen sie nicht Reste älterer Decken darstellen?

Denn solche bilden unsere Sande gewöhnlich. Meist liegen diese an südlich gelegenen Abhängen, oder auf dem unruhigen weiten Plateau, welches den See in 450—600 m Meereshöhe umgibt, dem alten Boden des Riß-Mindel-Interglaziales. Selten liegen sie in den heutigen Talauen. Im ersten Falle nimmt ihre Mächtigkeit bergaufwärts ab.

Die Orte ihrer Ablagerung und ihr Bau schließen die Annahme einer fluviatilen oder lakustren Ablagerung völlig aus. Es sind Flugsandanwehungen, und zwar müssen die Winde von Norden oder Nordwesten gekommen sein. Bei den oben beschriebenen Salemer Dünen ist jede andere Richtung ausgeschlossen.

Das Material stammt aus der Molasse. Alle Gesteinselemente, ja selbst die Form und Größe der Molassekörner sind vorhanden. Nur der Kalkspat, welcher indessen auch in der Molasse oft zurücktritt, fehlt; dagegen ist der Glimmer etwas angereichert. Bezeichnend ist der Umstand, daß im Gebiete der marinen Molasse in den Sanden stets Glaukonite vorkommen. Sie zeigen noch ihre glattgerundete Form, doch sind dann und wann kleine Splitterchen durch den Windtransport abgeschlagen, einzelne sind völlig

[1] Schmidle, Über äolische Bildungen während des Rückzuges der letzten Vergletscherung. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees. Heft XXXVII. 1908, und Zur geol. Geschichte des nordwestl. Bodensees. Ebenda 1906, p. 106.

gesprengt. Da nun umgekehrt im Gebiet der glaukonitfreien Molasse in den Sanden auch Glaukonite fehlen, so ist der Schluß gesichert, daß die Sande keinen weiten Windtransport erfahren haben. An Stellen, wo sie, wie beim Schreibersbild bei Überlingen oder zwischen Weiler und Horn im Höri, direkt auf Molasse liegen, könnte man zweifelhaft sein, ob nicht nur eine Verwitterungsform der liegenden Molasse vorhanden ist. An Stellen freilich, und es ist dieses die Mehrzahl, wo sie auf Kiesen oder Moräne aufruhen, ist dieses ausgeschlossen.

Die Körner dieser Flugsande haben durchschnittlich noch eckige oder kantengerundete Formen und eine Größe von 0,100—0,700 mm. Feinsand von 10—50 μ fehlt zwar nicht, tritt aber sehr zurück, noch mehr das staubfeine Material unter 10 μ. Körner über Millimeter- oder gar Centimeter-Größe sind sehr selten. Gröberes Gerölle fehlt. Schon diese Zusammensetzung zeigt, daß wir es nicht mit Strand-, sondern Binnenmaterial zu tun haben.

Stets sind die Körner stark mit Limonit überzogen; er gibt den Sanden eine rötliche, rotgelbe oder braungelbe Farbe. Selbst einen schwachen Manganbelag glaube ich in manchen Fällen nachweisen zu können. Die gelbe Farbe geht gleichmäßig durch die ganze oft 2—3 m mächtige Ablagerung hindurch, diese Verwitterungserscheinung war also schon bei der Ablagerung vorhanden und ist nicht nachträglich von oben eingetreten. Dieses wird dadurch zur Evidenz bewiesen, daß, wo diese Flugsande auf fluviatilen Sanden aufruhen, die letzteren stets grau und ohne Limonitüberzug sind. Die Grenze ist scharf.

Die Glimmer und die stark getrübten Feldspäte sind fast stets auf allen Seiten wie ein hohler Zahn in runden Höhlungen angefressen. Auch diese Erscheinung ist primär und geht gleichmäßig durch die Ablagerung hindurch.

Die Sande sind ungeschichtet. Ihr Aufbau ist ein äußerst lockerer. Nur wenn die Limonitbildung sehr stark ist, sind die einzelnen Körner zu einer etwas kompakten, doch leicht zerdrückbaren Masse verklebt. Bringt man sie in Wasser, so strömt durch das eindringende Wasser allseitig Luft aus, und sie zerfällt wie der Löß unter Aufblähen augenblicklich. Der lose Aufbau entspricht der Bildung durch den Wind.

Dieser Zerfall im Wasser geht meistens bis auf die einzelnen Körner. Bisweilen bleiben noch einzelne verbunden. Die so entstehenden Krümelchen bilden oft ausgesprochene Röhrchen, welche sogar verzweigt sein können. Ich kann diese Schüppchen und Röhrchen nur mit den entsprechenden Gebilden beim Lösse vergleichen, wenn auch dort die Verbindung durch kohlensauren Kalk und hier durch Limonit bewerkstelligt ist. Demnach suche ich die Ursache dieser Bildungen im Lebensprozeß der Pflanzen, welche auf den Sanden wachsen. Nur ist es mir wahrscheinlich,

daß sie nicht wie beim Lösse primär, das heißt bei der Ablagerung der Sande entstanden sind, sondern sekundär nach ihrer Ablagerung. Denn wenn auch die meisten dieser Röhrchen leer sind, so sind doch einige mit verkohltem Pflanzenmateriale angefüllt, andere sogar noch mit gut erhaltenen Würzelchen. Die Sande sind heute stets mit Gras und Pflanzen bewachsen, und man sieht die Wurzeln einiger Pflanzen fast die ganze Ablagerung durchdringen. Wären die Sande, wie der Löß, in eine Grasflur eingeweht, so wäre nicht recht ersichtlich, weshalb in ihnen niemals Schnecken angetroffen werden, welche doch auf keiner Grasflur fehlen. Die Stellen, wo die Sande angeweht wurden, scheinen mir deshalb während der Bildung vegetationslos gewesen zu sein.

Nur einmal habe ich unter den Sanden ein schwarzes Kohlenbändchen gefunden, welches anzeigt, daß vor der Anwehung Vegetation vorhanden war. In allen übrigen Fällen zeigte die Unterlage, sofern sie nicht Molasse war, ein charakteristisches Aussehen. 2—4 cm tief umhüllen gewöhnlich unsere Sande die Gerölle der liegenden Moräne oder fluvioglazialen Kiese. Dabei sind sie etwas verlehmt, das Korn etwas feiner, die Gerölle sind aber so stark verwittert, daß die Granite in Grus zerfallen, und die einstigen Kalke mit dem Messer zerschnitten werden können. (Solche entkalkte Gerölle sind dann deutlich spaltbar nach den Rhomboederflächen.) Dann und wann findet man kleine geologische Orgeln, welche von der Basis der Sande aus in die liegenden Gerölle hineingehen. Die runde Form der Gerölle ist ferner in dieser Grenzzone häufig verloren gegangen, sie ist eckig geworden, größere oder kleinere Teile sind abgesplittert, ich habe Formen gefunden, welche an Dreikanter erinnern; freilich fehlte stets die glatte, eigentümlich polierte Oberfläche; sie ist aber auch bei der starken Verwitterung nicht zu erwarten. Diese Erscheinungen treten auf, gleichgültig, ob undurchlässige Grundmoräne oder leicht durchlässige fluviatile Kiese den Untergrund bilden. Sie sind deshalb nicht nachträglich dadurch entstanden, daß die mit CO_2 beladenen atmosphärischen Niederschläge nach Durchpassierung der Sande am undurchlässigen Untergrunde sich ansammelten und die starke Verwitterung hervorriefen. Ich halte sie für primär. Die Unterlage ist schon vor der Sandbedeckung geraume Zeit einer starken Verwitterung ausgesetzt gewesen, welche stärker wirkte als heute. Ich schreibe dieses der Vegetationslosigkeit zu; denn aus den beschriebenen Erscheinungen durfte wohl mit Sicherheit hervorgehen, daß, mit Ausnahme des erwähnten Falles, wo übrigens die starke Verwitterung fehlte, die Sande an vegetationslosen Stellen abgelagert wurden.

Überall findet man in den Sanden kleine Kohlensplitterchen. Sie sind höchstens centimetergroß, eckig und von unregelmäßiger

Form; wie eben der Wind kleine Holzsplitterchen verwehen kann. An ihrer primären Natur ist nicht zu zweifeln. Sie stammen von einem Laubholze her, und die Splitterchen aller Ablagerungen von demselben Laubholze. Es muß sich also um ein zu jener Zeit verbreitetes Gewächs handeln. Herr Prof. Dr. Glück in Heidelberg bestimmte die bei Itznang gefundenen Splitter als von einer Birke herrührend. Ich selbst plagte mich wiederholt mit der Bestimmung und kam auf Erle. Bei Itznang lag ferner fast an der Basis der Sande ein runder, ca. 5 cm dicker Knollen, um welchen die Sande eine dünne Rinde bildeten. Er besteht aus einer schwarzen, kohlig-sandigen, porösen und leichten Masse; unter dem Mikroskope ist an ihr nichts mehr erkennbar. Nach dem makroskopischen Aussehen glaube ich, daß ein Stück feuchten Torfes in die Sande eingeweht wurde. Die Sande sind völlig geröllfrei.

Bei einigen Ablagerungen findet man direkt unter der heutigen Oberfläche in den Sanden alpine Gerölle in unregelmäßiger Lagerung eingestreut, gewöhnlich sind die Sande zwischen den Geröllen etwas grundig und humös. Man könnte annehmen, daß der Pflug die Gerölle eingewühlt hat. Bei Biethingen, Salem, an der Mooswiese, kurz überall dort, wo die Sande tafelförmige Hügel bilden, geht diese Einstreuung metertief hinunter, und die Sande dazwischen sind nicht humös, so daß hier eine Wirkung des Ackerbaues ausgeschlossen ist. Bei Salem sah man diesen Sommer an der Ostwand einer Lehmgrube alpine, geschichtete und nordwärts einfallende Gerölle von Süden her in unsere Sande eingepreßt. Man kommt unwillkürlich auf den Gedanken, sie rühren von den Schmelzwässern eines südlich noch über dem Bodensee liegenden Gletschers her, welcher später wieder vordrang und die Gerölle in die lehmigen Sande einpreßte. Eine andere Erklärung ist kaum möglich, denn nach der Topographie der Örtlichkeit kann unmöglich ein von Süden kommender Fluß vom See an talaufwärts strömen. Die Sande sind dann unmittelbar vor dem Eise abgelagert worden.

Dieses beweist direkt ein zweiter Umstand. Bei Thaingen liegen im Dorfe selbst unsere Sande auf den fluvioglazialen Schottern des Würmgletschers und wechsellagern an der Basis mit ihnen. Die Schotter sind an der Unterkante ihres Lagers wieder stark verwittert, und es gehen kleine geologische Orgeln, welche von unseren Sanden bedeckt sind, in die Schotter hinein. Hier sagt das Profil in aller Klarheit, daß die Sande direkt vor dem Gletscher zur Ablagerung kamen, daß die fluviatilen Kiese der alten Landfläche jedoch geraume Zeit einer intensiven Verwitterung ausgesetzt waren, so daß sich kleinere geologische Orgeln bilden konnten[1].

---

[1] Der auf den Sanden liegende humöse Grund mit seinen Jurageröllen kann endlich hier nur von der Biber das Tal hinuntergeschwemmt sein,

Diese Wechsellagerung unserer Sande an ihrer Basis mit fluvioglazialen Schottern kann in fast gleicher Weise noch bei Oberuhldingen, Bermatingen und am Föhrenbühl bei Radolfzell beobachtet werden. Unsere Sande sind also aus einer vegetationslosen Zone direkt vor dem Gletscher durch nördliche Winde zusammengeweht worden.

Nun erklärt sich auch das Vorkommen der Stranddünen bei Stephansfeld-Salem. Wie aus der Karte Penck's[1] hervorgeht und wie ich mehrmals geschildert habe, staute das Konstanzer Rückzugsstadium (meine dritte Phase) einen 2 km breiten und 8 km langen Stausee im Talhintergrunde auf. Er mußte sich, als der Gletscherrand etwas südlich der heutigen Dünen lag[2], gegen Oberuhldingen völlig entleeren, so daß ein großer vegetationsloser Boden im Hintergrunde des Tales entstand, aus welchem die Sande zusammengeweht wurden.

Technisch verwendet werden unsere Sande nur bei Itznang und hinter Weiler, wo sie in großen, den Abhang hinaufsteigenden Gruben ausgebeutet und nach Radolfzell in die Eisengießerei als Formensande übergeführt werden. Es erübrigt noch die wichtigsten Fundorte zu nennen.

1. Im Salemer Tal: Die Dünen bei Salem-Stephansfeld; von ihnen aus sind die Sande auf den Feldern an der Nordseite des Tales bis Buggensegel verfolgbar, wo sie bei Neufrach den Hügel Hildenbohl bilden. Westlich von Bermatingen, zwischen dem Gewann Sandacker und Pfaffenhofen, war folgendes Profil erschlossen (von oben): 3 m grober Flugsand, 3 m Endmoräne auf gestauchten geschichteten Kiesen. Nordwestlich von Mühlhofen am Löhle findet sich von oben her: 6 cm Flugsande, darunter ein schwaches Kohlenband, darunter fluvioglaziales Gerölle.

2. Im Überlinger Seetal: Nordwestlich von Überlingen hinter dem Schreiberbild: 3 m Flugsande mit Glaukonit auf mariner Molasse. Östlich von Überlingen in den Kiesgruben am Hochbild (von oben) $1\frac{1}{2}$ m Flugsande mit Gerölle, $\frac{3}{4}$ m reine Flugsande, fluviatile Kiese (Delta). In einer höheren Grube ebendaselbst sieht man Flugsande in die Vertiefungen der liegenden Moräne eingeweht; unter der Moräne liegen fluviatile Kiese.

3. Auf dem Bodanrücken: Auf der Höhe über Bodmann am Vogelherd liegen über diluvialen Konglomeraten, welche ver-

---

denn nur in ihrem Oberlaufe liegt Jura. Aber selbst diese Anschwemmung muß sehr frühe, kurz nach Rückgang des Gletschers von Thaingen, sich vollzogen haben, denn sie liegt 10—15 m über der heutigen Talsohle, welche von den Schmelzwässern des Gletschers gebildet wurde, als er sich bis in die Gegend von Singen zurückzog.

[1] Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. p. 396.

[2] Diese Abflußverhältnisse des Stausees sind von mir l. c. 1906, p. 101 geschildert.

kittete Moränennester enthalten, Flugsande mit ziemlich viel staubfeinem Materiale. Nördlich von Dettingen, rechts am Wege nach Langenrain am östlichen Waldrande sind ca. 2 m Flugsande auf Moräne. Zwischen Hegne und Litzelstetten am Nordrande der Mooswiese liegt ein Sandhügel.

4. Im Radolfzeller Tale, bei Worblingen und Thaingen: Am Seebühl nördlich von Böhringen liegen rote Flugsande, ca. 0,80 m mächtig, oben mit eingestreuten Geröllen auf fluvioglazialem Delta. Bei Iznang auf der Nordostseite des Hügels Blatt reichen die Sande, welche auf Moräne aufruhen und am Fuße des Hügels bis 2½ m mächtig sind, mit abnehmender Mächtigkeit fast bis zur Spitze des Hügels. Hinter Weiler an der Wegteilung nach Horn und Gaienhofen steigen Sande in ähnlicher Weise an einem Nordabhang empor, ruhen aber auf Molasse. Bei Punkt 436 in der zweiten Kiesgrube links vom Wege Gottmadingen—Buch sind Sande auf fluvioglazialen Kiesen. Nördlich von Biethingen setzen sie den Hügel Rußler zusammen und führen etwa 1 m von oben her Gerölle. Bei Thaingen im Dorfe ruhen sie auf fluvioglazialen Kiesen (siehe oben).

(Fortsetzung folgt.)

Besprechungen.

Hermann Grossmann und Albert Neuburger: Die synthetischen Edelsteine, ihre Geschichte, Herstellung und Eigenschaften. Nach Jaques Boyer: La synthèse des pierres précieuses. Autorisierte deutsche Ausgabe, bearbeitet und ergänzt. Berlin 1910 bei M. Krayn. 55 p. Mit 12 Abbildungen.

Die oben genannten Verfasser der deutschen Ausgabe haben bis zu p. 32 die Ausführungen des französischen Verf.'s in der Hauptsache übersetzt und teilweise überarbeitet. Es handelt sich hier vorzugsweise um die Synthesen des Rubins und um Versuche betr. die des Sapphirs, welch letztere aber zur Zeit des Erscheinens des französischen Textes noch nicht zu einem befriedigenden Ergebnis geführt hatten. Es werden dabei die jetzt wohl allgemein bekannten Tatsache unter Beigaben von Abbildungen übersichtlich mitgeteilt. Von geringerer Bedeutung ist der zweite Abschnitt, der die künstliche Herstellung des Quarzes, Opals und des Smaragds behandelt. Die des letzteren Edelsteins ist noch nicht gelungen; die sogen. synthetischen Smaragde sind Dubletten, die man wohl als Betrügereien bezeichnen darf. Der dritte Abschnitt behandelt die Synthese des Diamants, wobei in erster Linie die Versuche von Moissan ins helle Licht gestellt werden, daneben die (wohl mißlungenen) von Despretz, Gannel, Hannay und Marsden. Mit

Verwunderung und Bedauern sieht man aber, daß die betreffenden Arbeiten von IMANUEL FRIEDLÄNDER und die von R. v. HASSLINGER und J. WOLF, die an Bedeutung hinter denen von MOISSAN nicht zurückstehen, nicht mit einer Silbe erwähnt sind, nicht im französischen Originaltext nnd leider auch nicht in der deutschen Bearbeitung.

Zu den auf die Übersetzung folgenden „Ergänzungen", p. 32 bis zum Schluß, sind noch einige für die in Rede stehende Frage besonders wichtige Abschnitte hinzugefügt. In dem über die Färbung der natürlichen Steine hätte ebenfalls die deutsche Literatur besser ausgenützt werden können (nur DOELTER ist genannt). Eine umfangreiche Tabelle gibt die Farbenveränderung der verschiedenen Mineralien durch Röntgen- und Kathodenstrahlen, Radium etc. Es folgt eine Übersicht über die bisher dargestellten künstlichen Edelsteine und ihre Unterscheidung von den natürlichen, wobei auch von den neuerdings von VERNEUIL gewonnenen kristallisierten blauen Korunden die Rede ist; ferner ein Abschnitt über künstliche Diamanten und die mit ihnen vorgenommenen, CO_2 liefernden Verbrennungsversuche, zum Beweis, daß die Produkte von MOISSAN wirklich Diamanten waren, woran sich ein Bericht über die Versuche von HENRY FISHER und von LA ROSA zur Gewinnung künstlicher Diamanten schließt. Den Schluß machen Mitteilungen über die Preise der synthetischen Edelsteine. Im großen und ganzen ist diese kleine Broschüre wohl geeignet, Interessenten verschiedener Berufskreise in die Kenntnis des gegenwärtigen Standes der Darstellung künstlicher Edelsteine einzuführen, besser als das französische Original, der Fachmann erfährt allerdings nicht viel Neues. **Max Bauer.**

Raschke: Wandtafeln der Mineralien. Annaberg 1910. Glaser's Verlag.

Auf dieser Tafel, die wohl zum Gebrauch in Schulen gedacht ist, sind die wichtigsten Spezies in charakteristischen Formen in Farben wiedergegeben. Jedesmal ist das spezifische Gewicht, die Härte und die chemische Zusammensetzung angeführt.

Max Bauer.

Personalia.

Berufen: Dr. **H. Breuil**, Prof. der Ethnographie in Freiburg (Schweiz), und Dr. **O. Obermaier**, Dozent für menschliche Urgeschichte an der Universität Wien, an das vom Fürst Albert von Monaco neu begründete Institut de paléontologie humaine in Paris, welches der Leitung von M. BOULE unterstellt wird.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Molengraaffit, ein neues Mineral in Lujauriten aus Transvaal.

Von **H. A. Brouwer.** (Delft, Geolog. Institut.)

(Mit 3 Textfiguren.)

Vor kurzem wurde von mir[1] in Lujauriten aus den Pilandsbergen, nordöstlich von Rustenburg, ein neues Mineral erwähnt, dessen optische Eigenschaften festgestellt wurden, aber das vorläufig als Mineral No. 1 beschrieben wurde[2].

Aus neuem diesen Sommer gesammeltem Gesteinsmaterial konnte eine genügende Quantität des Minerals zur Ausführung einer chemischen Analyse isoliert werden.

Wir fangen an mit einer kurzen Beschreibung des Gesteins, das den Molengraaffit enthält.



Fig. 1. Durchdringungszwillinge von Mikroklin nach dem Albitgesetz.

Der Lujaurit ist ein typischer Repräsentant seiner Gruppe und stimmt im Handstück fast vollständig mit den normalen Lujauriten der Halbinsel Kola[3] überein. Wie letztgenannte Gesteine zeigen die Handstücke auf einer Seite ausschließlich Tafelflächen der Feldspäte, von Ägirinnadeln überzogen und senkrecht dazu sieht man leistenförmige Durchschnitte von Feldspat, zwischen denen der Ägirin dünne Schichten bildet. Diese Gesteine haben in den Pilandsbergen eine große Verbreitung, besonders im südlichen und südwestlichen Teile und werden begleitet von sehr ägirinreichen, schistösen Lujauriten, die reich sind an einem karminroten Eukolitmineral und keinen Molengraaffit, sondern Astrophyllit enthalten. Der molengraaffitführende Lujaurit ist astrophyllitfrei, enthält aber reichlich Katapleïtpseudomorphosen nach Eukolit.

---

[1] H. A. Brouwer. Sur certaines lujaurites du Pilandsberg (Transvaal). Comptes Rendus de l'Ac. de Sciences. 29 Novembre 1909.

[2] H. A. Brouwer, Oorsprong en Samenstelling der Transvaalschen Nepheliensyenieten. Haag. Mouton en Co. 1910, p. 125.

[3] W. Ramsay in W. Ramsay und V. Hackmann, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. Fennia 11 No. 2. Helsingfors 1894: und W. Ramsay, id. II. Fennia 15 No. 2. Helsingfors 1899.

An der Zusammensetzung des Gesteins beteiligen sich Mikroklin, Nephelin, Katapleïtpseudomorphosen nach einem Eukolitmineral, Ägirin, Molengraaffit, Calcit, Fluorit, Analcim und ein Pektolithmineral.

Für eine ausführliche Beschreibung wird auf meine Abhandlung über die Transvaalschen Nephelinsyenite verwiesen, hier soll nur erwähnt werden, daß der Mikroklin dieselben Eigenschaften hat wie der von Ussing[1] aus grönländschen Lujauriten genau beschriebene. Einem Mikroklinkristall fehlt die Gitterstruktur, er

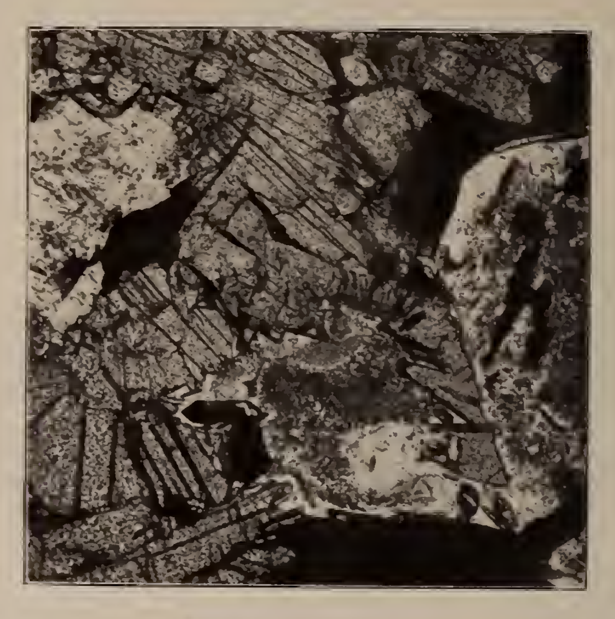


Fig. 2. Kristalle von Molengraaffit, mit deutlicher orthopinakoïdaler Spaltung.

besteht nicht aus zahllos vielen, sondern nur aus zwei Individuen, die einander auf das Innigste durchdringen (Fig. 1).

Das Eukolitmineral ist später als die Feldspäte und der Nephelin kristallisiert, und ist nur idiomorph gegen einige der größeren Ägirinkristalle begrenzt. Es ist vollständig in kleine Katapleïtsäulchen, die zum Teil parallel orientiert sind, umgewandelt, und umschließt zahlreiche kleine Ägirinnädelchen. Der Katapleït bildet bis 0,3 mm lange, oft idiomorphe Säulchen; die fast isotropen Basisschnitte zeigen den Austritt einer spitzen positiven Bisectrix eines sehr kleinen Achsenwinkels.

[1] N. V. Ussing, Mineralogisk-Petrografiske Undersögelser af Grönlandske Nefelinsyeniter. Meddelelser om Grönland. XIV. 1894.

Das Pektolithmineral stimmt in seinen Eigenschaften ungefähr mit normalem Pektolith überein, scheint sich aber, was Achsenwinkel und Verwitterungsprodukte betrifft, dem von J. FRANCIS WILLIAMS[1] aus Arkansas beschriebenen Manganpektolith zu nähern.

Der Molengraaffit bildet gelbbraune Säulchen mit einer vollkommenen Spaltbarkeit (Fig. 2), wie bei Astrophyllit. In der Zone der Säulenachse ist das Mineral oft idiomorph ausgebildet mit breitem Orthopinakoïd und kleinem oder fehlendem Klinopinakoïd, wenn man die Säulenachse als Vertikalachse auffaßt, ist die vollkommene Spaltbarkeit parallel (100).

Die Lichtbrechung und positive Doppelbrechung sind kräftig, ungefähr wie bei Låvenit; mit der SCHROEDER VAN DER KOLK'schen Methode wurden

$$\alpha = 1{,}735,\ \gamma = 1{,}770$$

bestimmt.

Der Pleochroismus ist schwächer wie bei Låvenit und Astrophyllit und in Schnitten senkrecht zur Säulenachse kaum wahrnehmbar (Fig. 3).

c	>	a	>	b
strohgelb		lichtgelb bis farblos.		

Fig. 3. Molengraaffit, Schnitt senkrecht zur Säule.

Auf den Spaltblättchen, die ungefähr parallel mit der optischen Achsenebene sind, sieht man Andeutungen einer domatischen Spaltbarkeit; die feinen Spaltrisse machen in diesen Schnitten ungefähr einen Winkel von 35° miteinander. Die spitze Bisectrix ist positiv, der Winkel a : c sehr klein; der Achsenwinkel ist klein (2E = ± 50°). Zwillinge nach (100), oft in polysynthetischer Ausbildung, sind ziemlich häufig; in einem polysynthetisch verzwillingten Kristall, geschnitten senkrecht zur Säulenachse, war eines der Individuen gerade senkrecht zur spitzen Bisectrix, das Individuum in Zwillingsstellung zeigte das Zentrum des Achsenbildes noch im Gesichtsfelde, das Mineral weicht also nur wenig ab vom rhombischen System.

Aus dem gepulverten Lujaurit blieben bei einer Scheidung mit Acetylentetrabromür Ägirin und Molengraaffit zurück, aus diesem Gemisch wurde der Ägirin mit einem starken Elektromagnet ausgezogen. Die Analyse[2] des zurückbleibenden Molengraaffits gab das folgende Resultat (I); sie ist in untenstehender Tabelle mit der von verwandten Mineralien verglichen.

---

[1] J. FRANCIS WILLIAMS, The Igneous Rocks of Arkansas. Arkansas Geological Survey Report. 1890. Vol. II. p. 253.

[2] Ausgeführt von F. PISANI in Paris.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	28,90	33,02	28,50	30,22	30,12
TiO_2	27,70	11.11	27,04	34,78	0,42
ZrO_2	—	3.65	—	0,18	16,11
Al_2O_3	3.75	0.98	6.24	—	—
Y_2O_3	—	—	12.08	0,59	—
Ce_2O_3	—	—	—	2.57	0.66
Fe_2O_3	0,95	2,53	5.90	—	0,48
FeO	2,07	21,76	—	3.84	1,26
MnO	2,72	11.96	Sp.		1,00
CaO	19,00	1,26	17,15	24.38	26,95
MgO	2,38	0.92	Sp.	0,50	0,12
Na_2O	10.30	2.77	—	0,86	7,50
K_2O	0,60	5,78	—	0.27	—
H_2O	1,00	3.47	3.59	0.31	0.74
Fl	—	0,97	—	—	2,98
Summe .	99,37	100.18	100,50	98.50	101,19*

I. Molengraaffit, Wijdhoek (701). Pilandsbergen, Transvaal.
II. Astrophyllit, Langesundfjord. cf. W. C. Brögger. Zeitschr. f. Krist. XVI. 1890. p. 209.
III. Yttrotitanit, Arendal. Buo Insel. Süd-Norwegen. cf. Th. Scheerer, Poggend. Ann. 1844. **63**. p. 459 und C. Rammelsberg, Poggend. Ann. 1859. **106**. p. 296.
IV. Eukolittitanit, Langesundfjord. cf. W. C. Brögger. l. c. p. 516.
V. Wöhlerit, Langesundfjord. cf. W. C. Brögger. l. c. p. 360 *(mit 12,85 % Nb_2O_5).

Besonders der hohe Na_2O-Gehalt unterscheidet den Molengraaffit von allen verwandten Mineralien, auch von dem Yttrotitanit, mit dem er übrigens in chemischer Zusammensetzung sehr nahe übereinstimmt.

Der hohe TiO_2-Gehalt hat bei der Verwitterung von Molengraaffit in weniger frischen Gesteinen eine reichliche Bildung von Titanit zur Folge[1]. Vollkommene Pseudomorphosen kommen vor, sie bestehen hauptsächlich aus einem Gemenge von Titanit und Calcit, die man durch Achsenbild und Lichtbrechung unterscheidet.

Der Molengraaffit enthält kein ZrO_2 und keine seltene Erde, er ist leicht zu einem braunen Email schmelzbar und wird von HCl zersetzt.

[1] H. A. Brouwer. Oorsprong en Samenstelling der Transvaalsche Nepheliensyenieten. p. 143 en 147. Haag 1910. Mouton & Co.

Ueber eine Raumprojektion des Chemismus der Gesteine.

Von **B. G. Escher**, Zürich.

Mit 3 Textfiguren.

Die gebräuchlichsten der verschiedenen Versuche, die bis jetzt gemacht worden sind, den Chemismus eines Gesteins, wie er aus der Bauschanalyse hervorgeht, graphisch darzustellen, kann man in drei Gruppen unterbringen.

I. Zu der ersten Gruppe rechne ich diejenigen graphischen Darstellungen, bei welchen auf einer Abszisse irgend ein Oxyd, z. B. SiO_2 abgetragen wird, während auf der Ordinate, die zu dem SiO_2-Gehalt eines bestimmten Gesteines gehört, die übrigen Oxyde abgetragen werden[1]. Solche Darstellungen geben ein gutes Bild bei Vergleichungen über die Änderung der Metalloxydwerte verschiedener Gesteine. Ist nur ein Gestein vorhanden, sieht man auf der graphischen Darstellung nichts; sind deren sehr viele vorhanden, so gibt es ein Wirrwarr von Linien. Nur bei der Betrachtung einer geringen Anzahl von Gesteinen bekommt man ein brauchbares Bild.

Gemeinsam ist den meisten Methoden die Umrechnung von TiO_2 und P_2O_5 in äquivalentes SiO_2 und die Addierung dieser drei Komponenten zu einem einzigen SiO_2-Wert. In ähnlicher Weise schlägt man Fe_2O_3 und MnO zu FeO, BaO und SrO zu CaO, während H_2O und CO_2 vernachlässigt werden.

II. Im zweiten Falle wird der Chemismus dargestellt durch eine sternförmige Figur und zwar so, daß man (ähnlich den Windrosen in der Meteorologie) von einem Punkte aus die Oxyde K_2O, Na_2O, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO und SiO_2 nach verschiedenen Richtungen hin abträgt.

Da sind hauptsächlich zwei Projektionsarten als das Resultat verschiedener Versuche anzusehen, diejenige von Brögger[2] und diejenige von Mügge[3]. Unwesentlich ist, ob man die Oxyde als Molekularproportionen oder in Molekularprozenten abträgt, denn die Figuren werden, da die Verhältnisse der einzelnen Komponenten zueinander gleich bleiben, geometrisch gesprochen, ähnlich. Während Brögger nach zwei entgegengesetzten Seiten hin je die Hälfte des SiO_2 aufträgt, die übrigen sechs Oxyde in zwei Richtungen senkrecht dazu und in vier Richtungen unter 45° und 135°, und so durch die Verbindung der Endpunkte eine langgestreckte stern-

---

[1] Man vergleiche z. B. Oskar Züst: Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez. Dissertation Zürich 1905.

[2] Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. 1898.

[3] Zur graphischen Darstellung der Zusammensetzung der Gesteine. (N. Jahrb. f. Min. etc.) 1900. I.

förmige Figur mit einspringenden Winkeln bekommt, schlägt Mügge vor, nach sechs Richtungen, die sich unter 60^0 schneiden, je $\frac{1}{6}$ des SiO_2 abzutragen und in der Verlängerung dieser Werte die übrigen sechs Oxyde. So bekommt Mügge zwei sechsseitige Polygone, wovon das SiO_2-Polygon vom SiO_2 + Metalloxyd-Polygon umschrieben wird. Fehlt eines der Oxyde vollständig, so berühren sich die Polygone in einem Punkte. Noch besser findet Mügge eine Projektion, die ein achtseitiges Polygon liefert, wobei die Werte nach acht Richtungen, die sich unter 45^0 schneiden, aufgetragen werden. Analog dem sechsseitigen Polygon wird hier nach den acht Richtungen je $\frac{1}{8}$ des SiO_2 aufgetragen und in der Verlängerung dieser acht Werte die sechs Oxyde und zwar so, daß Al_2O_3 in drei Teile abgetragen wird, einmal in dem Verhältnis, welches der Bindung des vorhandenen K_2O entspricht, dann in demjenigen, welches das Na_2O bindet und schließlich wird das übrigbleibende Al_2O_3 in einer dritten Richtung abgetragen. Die fünf übrigen Oxyde werden auf den fünf anderen Richtungen abgetragen.

Diese beiden Projektionen sollen uns durch eine sternförmige Figur den Chemismus eines Gesteins leicht faßlich vor Augen führen.

Mügge schritt zu seiner Projektion, weil diejenige von Brögger ihm nicht sehr übersichtlich schien. Es ist nun allerdings Geschmackssache, zu welcher dieser beiden Projektionen man sich mehr hingezogen fühlt. Mir scheint diejenige von Brögger viel übersichtlicher.

Diese Figuren haben aber weiter auch keine Bedeutung, als daß sie anschaulich wirken sollen.

Dem Inhalt der umschriebenen Polygone kommt keine mathematische Bedeutung zu. Es werden hier lineare Größen miteinander verglichen, deren Summe den Chemismus des Gesteines vorstellt, während zu den aus ihnen konstruierten Polygonflächen keine Parallele zum Wesen des Gesteines gezogen werden kann.

(Die einfachste und zugleich mathematisch einwandfreie graphische Darstellung des Gesteinschemismus ist wohl die von Rosenbusch in seinen „Elemente der Gesteinslehre“ angewendete Methode der „Graphische Darstellung der Metallatome nach Prozenten“, worin der Chemismus eines Gesteins auf einem Streifen von 100 Einheiten Länge abgetragen wird, so, daß die Metallatome Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K durch verschiedene Farbenfelder dargestellt werden, deren Längen den prozentualischen Werten dieser Komponenten entsprechen.

Der einzige Nachteil dieser Projektion ist der, daß kein sehr übersichtliches Bild des Gesteinschemismus entsteht und, daß zum Vergleich eines neu analysierten Gesteins mit einem schon bekannten, diese Darstellung nicht einfacher wirkt als der einfache Vergleich der gewonnenen Analysenwerte.)

III. Ganz anders verhält es sich mit der dritten Gruppe der graphischen Darstellungen des Gesteinschemismus[1].

Hier wird eine mathematische Methode angewendet. Der Chemismus eines Gesteins wird durch einen einzigen Punkt dargestellt, dessen Koordinaten uns Aufschluß über die Zusammensetzung des betreffenden Gesteins geben.

Während man in einem rechtwinkeligen Koordinatensystem in der Ebene nur zwei Koordinaten, im Raume drei darstellen kann, können auch in der Ebene drei Koordinaten unverkürzt zur Anschauung gebracht werden, sobald sie in einem Abhängigkeitsverhältnis zueinander stehen. Wo nur das Verhältnis dreier Werte zueinander zur Darstellung gelangen soll und nicht deren absolute Größen, kann man eine feste Summe dieser drei Größen K annehmen. Muß z. B. das Verhältnis A : B : C zur Darstellung gelangen und stellen wir die Relation $a + b + c = K$ auf, wobei $A : B : C = a : b : c$, so folgt daraus, daß nur zwei unabhängige Variabele zur Darstellung gebracht werden müssen, z. B. a und b; c wird dann immer $K - (a + b)$ sein.

Die graphische Darstellung des Verhältnisses a : b : c beruht auf dem Satze der Planimetrie, daß die Summe der Abstände von einem Punkte innerhalb eines gleichseitigen Dreiecks zu dessen drei Seiten konstant ist und gleich der Höhe des gleichseitigen Dreiecks. Unsere Konstante K muß also hier die Höhe des gleichseitigen Dreiecks darstellen und der Punkt P, der dem Verhältnis a : b : c entspricht, liegt a Einheiten von der einen Seite, b Einheiten von der zweiten und $K - (a + b) = c$ Einheiten von der dritten Seite entfernt.

Diese Projektionsart wurde schon in der Physik und in der Chemie angewendet[2].

Von Osann wurde sie mit einer Vereinfachung von d'Ans in der Petrographie eingeführt[3].

Bei dieser Projektionsmethode gelangen also drei Werte zur Darstellung. Nun gelingt es allerdings sechs der sieben Oxyde, welche in Molekularprozenten ausgedrückt sind, zu drei Werten zu vereinigen. Das SiO_2 aber bleibt als vierter Wert übrig und kann nicht in der gleichen Ebene projiziert werden. Die drei im

---

[1] Als Vorläufer der hier zu besprechenden Methoden sei die Beck'sche Projektion genannt. — F. Becke, Gesteine des Columbretes. Min. und petrograph. Mitt. **16**.

[2] F. Becke, Die Eruptivgesteine des Böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Min. und petrograph. Mitteil. 1903. **22**. 3. Heft.

[3] A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Min. und petrograph. Mitteil. **19**. -351-. 1900 und **22**. -354-. 1903.

„OSANN'schen Dreieck" zur Projektion gelangenden Werte sind proportional den Anzahlen folgender Molekülgruppen:

$$A = K_2O \,.\, Al_2O_3 + Na_2O \,.\, Al_2O_3$$
$$C = CaO \,.\, Al_2O_3$$
$$F = MgO + FeO.$$

Absichtlich wird hier der einfachste Fall angenommen, nämlich daß das betreffende Gestein gerade mit Al_2O_3 gesättigt sei. Wie in anderen Fällen zu verfahren ist, wird ausführlich von OSANN[1] und BECKE[2] angegeben. OSANN nahm als Höhe des gleichseitigen Dreiecks die Zahl 20 an und die auf die Summe 20 umgerechneten Molekülgruppenzahlen nennt er a, c und f, so, daß $a + c + f = 20$ wird. Es ist dies bedauerlich; einfacher wäre gewesen, die Summe der drei Größen A, C und F auf 100 umzurechnen, also in Prozenten auszudrücken, wie dies von BECKE[3] vorgeschlagen wurde.

Wenn auch das Verhältnis a : c : f für ein Gestein charakteristisch ist, so bleibt doch immerhin der Wert s = Anzahl der SiO_2-Moleküle ein wichtiges Merkmal eines Gesteins.

OSANN[4] hat nun den Wert s seiner Gesteine auf eine Ebene projiziert, welche senkrecht zu der Dreiecksebene verläuft und dessen Spur mit der Dreiecksebene, mit der Verbindungslinie von A und der Mitte des Dreiecks zusammenfällt. Er bekommt dadurch neben der Dreiecksprojektion der Werte a, c und f eine zweite graphische Darstellung, worin als Abszissen die Werte a, als Ordinaten die Werte s fungieren. Während a, c und f aber auf die Zahl 20 umgerechnete Größen sind, ist s eine Zahl, welche nicht proportional dazu umgerechnet wurde. Es werden also hier nicht direkt vergleichbare Zahlen verglichen. Wenn wir auch dadurch einen allgemeinen Eindruck über die Abhängigkeit dieser zwei Werte a und s voneinander bekommen, so sind die aufgetragenen Abszissen und Ordinaten doch nicht proportional den Werten A und s, was man doch logischerweise verlangen muß[5]. BECKE[6] hat nun die Ebene, worauf s projiziert wird, senkrecht zur Dreiecksebene gelegt, durch die Dreiecksseite AF des OSANN-

---

[1] OSANN, l. c. **19.** -355- ff.

[2] BECKE, l. c. **22.** -215-.

[3] BECKE, **22.** -215-.

[4] OSANN, l. c. **19.** -441- und Taf. VIII.

[5] Neulich hat L. FINCKH (Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch. No. 4. 1910. -284-) eine neue Projektionsweise der vier Werte a, c, f und s zu geben versucht und zwar in einer Ebene. Sie scheint mir aber dermaßen undeutlich, daß sie wohl kaum zur Verwendung kommen dürfte.

[6] BECKE, l. c. **22.** -216- und Taf. II.

schen Dreiecks. Dadurch bekommt er eine graphische Darstellung, worin als Abszissen die Werte a—f aufgetragen werden. Als Ordinaten wählt er die Atomzahlen von Si. Während also die Abszissen Molekularzahlen angeben, geben die Ordinaten Atomzahlen an. Es sind dies wiederum zwei nicht miteinander vergleichbare Größen.

Auf der gleichen Darstellung von Becke wird durch eine Linie das Sättigungsniveau für SiO_2 der Gesteine des Mittelgebirges angegeben. Dies nun scheint mir unrichtig. Das Sättigungsniveau für SiO_2 von allen Gesteinen, welche im Osann'schen Dreieck projiziert sind, ist, wenn man sich die SiO_2-Ordinaten senkrecht zur Dreiecksebene denkt, natürlich eine Fläche, welche oberhalb dieses Dreiecks liegt. Diese Fläche enthält die Sättigungspunkte für SiO_2 von allen Gesteinen, also auch diejenigen des Mittelgebirges. Die Punkte dieser Sättigungsfläche werden nun auf eine Ebene projiziert, welche senkrecht zur Dreiecksebene verläuft. Die Projektion einer Fläche auf einer Ebene wird im allgemeinen wieder eine Ebene liefern. Nur wenn die projizierte Fläche senkrecht zur Projektionsebene steht, wird die Projektion eine Linie werden. Ich verstehe darum nicht, welche Bedeutung die Linie hat, die das Sättigungsniveau der Mittelgebirgsgesteine darstellt. Das Sättigungsniveau dieser Gesteine würde als Ebene auf der Projektionsebene erscheinen; ebenso das Sättigungsniveau der Andesgesteine und es ist immer die Projektion derselben Fläche. Es ist die Projektion derjenigen Fläche, welche das Sättigungsniveau aller Gesteine, die im Osann'schen Dreieck projiziert sind, darstellt.

Von dieser Fläche sagt Becke[1]: „Die Sättigungsordinaten des Si erfüllen eine stetig gebogene Fläche, die sich nach oben konvex von ihrem Höhepunkt in A nach F und C senkt". Becke spricht hier über die Fläche, die durch die Si-Atomzahlen bestimmt wird. Es ist selbstverständlich, daß diese Fläche eine andere sein wird als diejenige, welche durch die SiO_2-Molekularzahlen bedingt wird. Aber diese beiden Flächen werden einen gleichen Grad besitzen, beide werden Ebenen sein, nicht gebogene Flächen. Wollte man Becke's Sättigungsfläche von Si-Atomzahlen berechnen, so müßte man erst im Osann'schen Dreieck auch Metallatomzahlen und nicht Molekularproportionen zur Darstellung bringen. Bleiben wir beim Osann'schen Dreieck, so müssen wir die Sättigungsordinaten von SiO_2 in Molekularproportionen berechnen.

---

[1] Becke, l. c. **22.** -216-.

(Schluß folgt.)

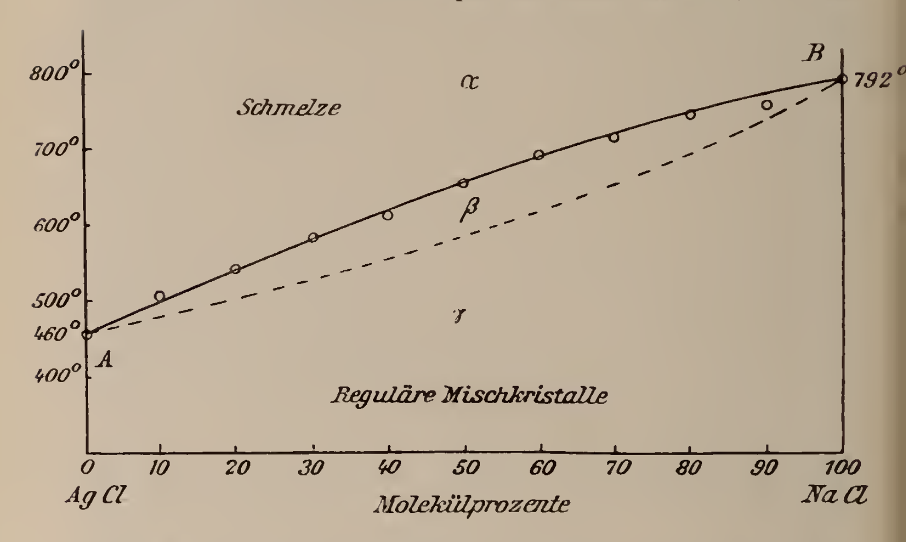
Ueber Mischkristalle aus Chlornatrium und Chlorsilber (Huantajayit).

Von **W. Botta** † in Berlin.

(Mit 1 Textfigur.)

Natürlich vorkommender Huantajayit enthält 3—11 Gew.-% AgCl und kristallisiert in Hexaedern.

Aus ammoniakalisch wässerigen Lösungen wurden durch B. Gossner[1] Kristalle dargestellt mit ca. 94 % AgCl. F. Cornu[2] erhielt auf ähnliche Weise silberarme Mischungen mit 2,39 % AgCl. Durch Eintragen von Chlornatrium in geschmolzenes Chlorsilber erhielt er beim Erkalten sehr spröde kristalline Massen, die sich



u. d. M. als ziemlich homogen erwiesen. Bei überschüssigem Chlorsilber waren die Mischungen wenig lichtbeständig und hinterließen in Berührung mit Wasser einen schwammigen Rückstand von AgCl. Enthielten die Kristalle nur wenig AgCl, so lösten sie sich in Wasser, wie der natürliche Huantajayit unter Bildung eines käsigen Niederschlags.

Zur Entscheidung der Frage, ob NaCl und AgCl im kristallisierten Zustand lückenlos mischfähig sind, wurden die Erstarrungstemperaturen einer Reihe von Schmelzen ermittelt. Die Chloride wurden in unglasierten Porzellantiegeln über einer Gebläseflamme mit überschüssiger Luftzufuhr zusammengeschmolzen. Deutliche Knicke auf den Abkühlungskurven wurden nur bei inten-

[1] B. Gossner, Zeitschr. f. phys. Chem. 38. 133. 1904.

[2] F. Cornu, N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. I. 25.

sivem Durchrühren der Schmelzen erhalten. Gleichzeitig ließ sich so der Einfluß des Saigerns unschädlich machen.

Die Erstarrungstemperaturen sind in der Tabelle vereinigt. Das Diagramm (Fig. 1) zeigt, daß die Kristallisationstemperaturen

Molekülprozente Na Cl	Gewichtsprozente Na Cl	Erstarrungstemperatur
100	100.00	792°
90	78,60	752,5
80	62,01	742
70	40,77	712
60	37,97	692
50	28,98	652
40	21,38	613
30	14,88	592
20	9,26	544
10	4,34	510
—	—	460

der Mischungen zwischen denen der reinen Komponenten (Na Cl 792°, Ag Cl 460°) liegen. Das System gehört also zum Erstarrungstypus I nach Roozeboom. Das Gebiet α der homogenen flüssigen Schmelzen wird durch die Erstarrungskurve AB mit dem anschließenden Gleichgewichtsgebiet β von dem Existenzgebiet γ der regulären Mischkristalle getrennt.

Natriumchlorid und Silberchlorid bilden also beim Erstarren aus dem Schmelzfluß eine lückenlose Reihe von regulären Mischkristallen.

Berlin, Min.-petrogr. Institut der Universität, Sommer 1908.

Ueber das Verhalten einiger durch Verwitterung entstandener Tonerde-Kieselsäure-Mineralien.

Von **R. van der Leeden** in Berlin.

Von den chemisch-geologischen Vorgängen, die durch die bisherigen Bemühungen der Wissenschaft noch keine völlige Aufklärung gefunden haben, nimmt die Verwitterung der Silikate ein ganz besonderes Interesse in Anspruch; stehen doch die Fragen, die hier zu beantworten sind, mit dem Problem der Entstehung und chemischen Beschaffenheit der Ackerkrume im engsten Zusammenhang.

Im folgenden sei der Versuch unternommen, die bestehenden Ansichten über die Natur der Zersetzungsprodukte von Silikaten, wie sie unter Einwirkung der Atmosphärilien und insbesondere des Wassers und der organischen, von zersetzter Pflanzensubstanz herrührenden Agentien entstehen, kurz zu skizzieren und auf ihre Berechtigung zu prüfen; es kommen hierbei in erster Linie diejenigen Bestandteile der Erdoberfläche (der „Bodenarten") in Betracht, welche mit Hilfe der üblichen mineralogischen Methoden nicht scharf geschieden und identifiziert werden können.

Die Bodenkunde unterscheidet — wesentlich auf Grund des gegensätzlichen chemischen Verhaltens — in der Ackererde zwei Hauptbestandteile, nämlich a) diejenigen, welche in Zusammensetzung und chemischem Verhalten dem Kaolin gleichen (die Tone) und b) diejenigen, welche als die eigentlichen Träger der für die Pflanzen wichtigen Nährstoffe angesehen werden können, und welche chemischen Einwirkungen viel leichter zugänglich sind, als die kaolinähnlichen Stoffe.

Aus den hier folgenden Betrachtungen mögen diese kaolinähnlichen Substanzen ausscheiden, da sie wohl nur ausnahmsweise als Verwitterungsprodukte der Erdoberfläche anzusehen sind und da ich in bezug auf dieselben auf die eingehenden Untersuchungen von H. Rösler, H. Stremme und anderen verweisen kann [1].

Der übrig bleibende Anteil (b), den man bei Bodenuntersuchungen mit Hilfe der Nährstoffanalyse zu bestimmen sucht, besteht ebenfalls in der Hauptsache (neben den Humusstoffen) aus Tonerde und Kieselsäure. Daneben enthält er Kalk, Magnesia, Alkalien, Eisen, Phosphorsäure und Stickstoff in verschiedener Bindung. Umstritten ist zurzeit die chemische und physikalische Natur dieses Verwitterungsprodukts. Der ältere Forscher Eichhorn, ferner G. Tschermak und R. Gans vertreten die Auffassung, daß dasselbe aus chemischen Individuen, die mit den Zeolithen identisch seien, bestehe. Dem steht die Ansicht von J. M. van Bemmelen und von H. Stremme gegenüber.

Gans [2] hat vor einigen Jahren unternommen, seine Ansicht durch experimentelle Beweise zu stützen; die Charakteristik des chemischen Verhaltens derjenigen Stoffe, die man durch die Nährstoffanalyse zu bestimmen pflegt, verdanken wir ihm zum nicht geringen Teil.

[1] H. Rösler, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XV. 231. — H. Stremme, „Beziehungen einiger Kaolinlager zur Braunkohle." N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. II. 91—120. Derselbe, „Über Kaolinbildung im allgemeinen usw." Zeitschr. f. die Keramischen, Glas- u. verw. Industr. 1909. **42**. No. 46. Derselbe, „Über Kaolinbildung." Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 122.

[2] Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1905. **26**. p. 179. 1906. **27**. p. 63.

Seinen Beobachtungen folgend, haben wir als wesentliche Merkmale der nicht kaolinartigen Bestandteile des Ackerbodens anzusehen: 1. Die Löslichkeit des gesamten Gehalts an Tonerde und Kalk in kalter 21,12 %iger Salzsäure bei eintägiger Einwirkung. 2. Die Fähigkeit derselben, ihren gesamten Kalkgehalt in Berührung mit konzentrierter Chlorammoniumlösung binnen zweier Tage gegen Ammoniak auszutauschen.

Die gleichen Eigenschaften finden wir nun, wie GANS bewiesen hat, bei den kristallisierten Zeolithen wieder, und der einzige Unterschied zwischen diesen und dem leicht zersetzlichen Silikat im Boden ist nach seiner Auffassung der, daß es in dem letzteren nicht zu einer Kristallisation des zeolithischen Materials kommt, d. h. daß in ihm die Zeolithe in amorphem Zustand vorhanden seien. H. STREMME wies vor einiger Zeit auf das Verhalten der Allophan-artigen Mineralien[1], der „Allophan-Tone" hin, welche er als die „kolloide Form" der Zeolithe zu definieren versuchte. Er erwähnte, daß Allophan sich gegen kalte Salzsäure und Chlorammoniumlösung — sofern er Kalk enthält — ebenso verhält wie die Bodenarten, und berief sich dabei auf die mit mir gemeinschaftlich vorgenommene Untersuchung des Allophans von Ohio[2]. Ich habe die Stickstoffaufnahme aus KNOP'scher Chlorammoniumlösung nach ein- bis zweitägigem Schütteln bei diesem Mineral ebenso, wie bei einem aus der Gegend von Herrnberg bei Aachen stammenden Halloysit (mit ca. 0,5 % CaO) beobachtet. Leider aber ist der Kalkgehalt in beiden Fällen so gering, daß es nicht leicht ist, den Austausch in äquivalenten Verhältnissen einwandfrei festzustellen, und das um so mehr, als die Löslichkeit des aus dem Flaschenglas stammenden Kalkes keineswegs zu vernachlässigen ist.

Die vollkommene Löslichkeit von Tonerde und Kalk in kalter Salzsäure von 21,12 % ist bei den „Allophantonen" mit Sicherheit anzunehmen. Im Falle eines aus Visé in Belgien stammenden Allophans habe ich mich selbst davon überzeugt. Ich beabsichtige genauere Daten erst, wenn es mir gelungen ist, alle Fehlerquellen auszuschalten, zusammenhängend mitzuteilen.

Der erste, der das Verwitterungssilikat als kolloid bezeichnet hat, war wohl J. M. VAN BEMMELEN; seine umfassenden Studien über die Gele, insbesondere über das Kieselsäure-Gel, haben ihn zu diesem Schluß geführt. Das allgemeine Resultat dieser Untersuchungen sei hier kurz in Erinnerung gebracht:

Von den chemischen Verbindungen hat man die Adsorptions-Verbindungen scharf zu unterscheiden; letztere entstehen,

---

[1] H. STREMME, „Über Feldspatresttone und Allophantone". Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 62. 1910. No. 2.

[2] R. VAN DER LEEDEN. dies. Centralbl. 1910. p. 289.

wenn ein Gel[1] aus einer überstehenden Lösung einen oder mehrere gelöste Stoffe teilweise aufnimmt und sich mit ihnen zu lockeren Verbindungen vereinigt, so, daß das Gewichtsverhältnis der Komponenten von den Molekulargewichten unabhängig bleibt. Dies tritt besonders leicht dann ein, wenn das betreffende Gel und der Stoff, den es der überstehenden Flüssigkeit entzieht, befähigt sind, eine chemische Verbindung miteinander einzugehen. In eine solche kann auch die Adsorptionsverbindung unter geeigneten Bedingungen übergehen. Hieraus folgt, daß beide Arten von Verbindungen leicht miteinander verwechselt werden können, zumal, da adsorbierte Stoffe äquivalentweise gegen gelöste Stoffe ausgewechselt zu werden vermögen[2].

Van Bemmelen hat nun hervorgehoben, daß[3] das Verwitterungssilikat der Ackererde in seinem Verhalten große Ähnlichkeit mit den von ihm untersuchten Adsorptionsverbindungen zeigt. Er betrachtet es als ein mechanisches Gemisch solcher Verbindungen, welches der allgemeinen Formel

$$a(SiO_2),\ b(Al_2O_3),\ c(MO),\ d(H_2O)$$

entspricht, wobei a, b, c, d ganze, aber variable Zahlen sein und M die Metalle der Erdalkali- und Alkalireihe bedeuten sollen. Da H. Stremme seinerzeit gezeigt hat[4], daß die Allophantone ebenfalls Gelgemenge sind, so ist seine Ansicht mit derjenigen von van Bemmelen in Übereinstimmung, und eine begründete Schlußfolgerung aus dieser letzteren.

Um nun zwischen den beiden entgegengesetzten Meinungen, die von R. Gans einerseits, von van Bemmelen und Stremme andererseits vertreten werden, zu entscheiden, ist es vorerst nötig, zu betonen, daß der bündige Beweis für die Existenz der Adsorptionsverbindungen im Ackerboden zwar noch nicht geführt ist; daß aber das experimentelle Vorgehen von van Bemmelen, der sich bemüht, die Erscheinungen der Löslichkeit und der Adsorption zunächst an einfachen, wohldefinierten Verbindungen (z. B. an reiner Kieselsäure) zu studieren, uns einen gewiß auf die Dauer erfolgreichen Weg weist. Bezüglich der von R. Gans angestellten Untersuchungen wird man sich bei unvoreingenommener Prüfung nicht verhehlen können, daß die aus seinen Beobachtungen gewonnenen Schlüsse keine zwingende Beweiskraft haben.

---

[1] Definition desselben vergl. Zeitschr. f. anorg. Chem. 13. 233 ff.; siehe ferner: Landw. Vers.-Stat. **35**. 1888. 69; Zeitschr. f. anorg. Chem. 1900. **23**. 111, 321. Journ. f. prakt. Chem. (2.) **23**. 324, 379.

[2] Vergl. die Abh. von D. J. Hissink, „Die kolloidalen Stoffe im Boden und ihre Bestimmung". Verh. des intern. Agrogeologen-Kongr. Stockholm 1910 (Resumé).

[3] Landw. Vers.-Stat. **31**. 135; **33**. 265.

[4] Dies. Centralbl. 1908. 622, 661.

GANS[1] stellte, wie erwähnt, fest, daß kalte 21,12 %ige Salzsäure bei eintägiger Einwirkung den ganzen Tonerdekalkgehalt eines Zeoliths — des Desmins, in Lösung bringt. In dem mit Salzsäure derselben Konzentration bei eintägiger Berührung in der Kälte gewonnenen Auszug fanden sich Tonerde und Kalk in annähernd demselben Gewichtsverhältnis vor, wie es im Desmin und Chabasit vorliegt (102 : 56). Was das Mengenverhältnis der löslichen Kieselsäure zur löslichen Tonerde in den unter gleichen Bedingungen (21,12 %ige Salzsäure bei eintägiger Einwirkung) hergestellten Salzsäureextrakten betrifft, so bleibt es nach GANS bei Desmin und Chabasit dasselbe, wie im Bodenkörper, wenn man diejenige Menge Kieselsäure in Rechnung zieht, die sich aus dem unlöslichen Rückstand durch verdünnte Alkalien leicht herauslösen läßt. In verschiedenen Böden fand sich dann bei gleicher Behandlung für den in kalter Salzsäure löslichen Anteil dasselbe Mengenverhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$, wie im Chabasit. Weil nun die Zeolithe bekanntlich, wenn sie in Berührung mit Chlorammoniumlösung gebracht werden, ihren Kalk gegen Ammoniak austauschen, und GANS nachweisen konnte, daß bei zweitägigem Ausziehen seiner Böden mit konzentrierter Chlorammoniumlösung fast ebensoviel Kalk in Lösung ging, wie beim Behandeln mit kalter 21,12 %iger Salzsäure, so schloß GANS auf das Vorhandensein von Zeolithen im Ackerboden.

Die leitende Anschauung von GANS ist die, daß der Boden ein Komplex von Mineralien sei, aus dem man gerade die Zeolithe mit Salzsäure herauszulösen imstande sei, ähnlich wie man etwa aus einem Gemisch von Bariumchlorid und Bariumsulfat nur das lösliche Salz $BaCl_2$ mit Wasser zu extrahieren imstande ist. Wir dürfen indes nicht außer acht lassen, daß es sich im vorliegenden Falle nicht um eine Lösung, sondern um eine Zersetzung handelt, und daß wir ja nicht wissen, ob nicht auch noch andere Verbindungen teilweise durch Salzsäure in Lösung gebracht werden (zersetzt werden), oder ihren Kalkgehalt gegen Ammoniak austauschen.

So enthielten z. B. die von GANS untersuchten Böden auch Magnesia, welche, wie er hervorhebt, fast gar nicht gegen Ammoniak ausgetauscht wird. Dieselbe kommt aber nach den Nährstoffanalysen des Verfassers fast in gleicher Menge, wie der Kalk, in den leicht zersetzlichen Silikaten der untersuchten Böden vor; dann entsteht doch die Frage, ob nicht ein Teil der schon in der Kälte salzsäurelöslichen Tonerde dieser Böden an Magnesia gebunden sei? Denn daß ein Calcium-Aluminat von kalter Salzsäure zersetzbar, ein Magnesium-Aluminat aber gegen die gleiche Säure vollkommen widerstandsfähig sei, ist eine durch

---

[1] Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1905. XXVI, 179. 1906. XXVII, 63.

nichts begründete Voraussetzung. Die Menge Tonerde der Bodenarten, die sich in 21,12 %iger kalter Salzsäure löst, kann sehr wohl zu der unter gleichen Bedingungen löslichen Kalkmenge im Verhältnis 102 : 56 stehen, ohne daß man genötigt ist, anzunehmen, daß eine Verbindung, die Kalk und Tonerde im Molekularverhältnis 1 : 1 enthält, in Lösung gegangen sei; eben weil ja möglicherweise ein beträchtlicher Teil der löslichen Tonerde an Magnesia und Alkali gebunden sein kann.

Die Rekonstruktion eines Boden-Zeoliths, der Kalk und Tonerde im selben Verhältnis wie Desmin und Chabasit enthält, kann mithin nur dann stichhaltig sein, wenn auch die Art, wie die übrigen Basen Mg, K, Na gebunden sind, einwandfrei festgestellt ist.

Zugunsten der Annahme von Gans spricht noch die Übereinstimmung der durch kalte Salzsäure einerseits, durch konzentrierte Chlorammoniumlösung andererseits aus den Böden in Lösung gebrachten Kalkmengen. Aber auch hier muß geltend gemacht werden, daß über Art und Menge der etwa in Gelform neben dem Kalkzeolith im Boden vorhandenen Mineralien nichts bekannt ist.

Halten solche Mineralien ebenfalls Kalk durch Adsorption gebunden, so kann sich dieser sehr wohl am Austausch beteiligen und das analytische Bild dadurch verschleiern. Sind aber nur Hydrogele vorhanden, wie van Bemmelen und Stremme annehmen, so ist nicht zu erwarten, daß ein quantitativer Austausch beim Behandeln mit konzentrierter Chlorammoniumlösung erfolge; denn, da diesem Austausch die Gesetze der Adsorption zu grunde liegen, so tritt für jede Konzentration des Chlorammoniums ein bestimmtes Gleichgewicht ein, so daß sich zwar für eine mittlere Konzentration ein Maximum an Kalk in der Lösung vorfinden wird; aber der Vorgang wird nach allem, was wir bisher von der Adsorption wissen, teilweise umkehrbar bleiben.

Gans selbst führt die Bemerkung von Rümpler an, daß bei den Zeolithen „die austauschende Kraft aufhört, wenn das chemische Gleichgewicht hergestellt ist", er nimmt aber dennoch an, daß die chemische Massenwirkung der konzentrierten Chlorammoniumlösung genügt, um den Austausch quantitativ zu gestalten. Hier sollte vorerst einmal durch Aufstellung einer Versuchsreihe, die alle Konzentrationsstufen von Chlorammonium berücksichtigt, festgestellt werden, ob wirklich der Austausch der Zeolithe, wie der Böden bei den höchsten Konzentrationen am vollständigsten ist.

Der Versuch, sich mit dem Verfasser auseinanderzusetzen, muß in unserem Falle zu einer Ablehnung seiner Beweise führen; wir können nicht zugeben, daß die Annahme des Vorkommens zeolithischer Verbindungen im Boden volle Berechtigung hat.

Eine solche Annahme könnte meines Erachtens nur dann chemisch-experimentell bewiesen werden, wenn man zum Vergleich mit den Verwitterungssilikaten des Bodens Mineralien von konstanter Zusammensetzung und unzweideutig bestimmtem chemischen Verhalten heranzuziehen in der Lage wäre.

Die Zeolithe aber entsprechen diesen Anforderungen in keiner Weise. Ihr einziges Charakteristikum ist ihre Kristallform, und nach allem, was wir über dieselben wissen, erscheint es zutreffend, sie als „kristallisierte Adsorptionsverbindungen" zu betrachten. Man denke doch an die kontinuierliche Dampfspannungsänderung der Zeolithe[1], an die Schwankungen des Kieselsäure-Tonerdegehalts gerade beim Chabasit[2] und an die höchst auffällige Erscheinung, daß die Zeolithe sich durch Salzlösungen zersetzen lassen, was doch sonst bei keinem Silikat in hohem Maße der Fall ist.

Die Schichten an der Hangendgrenze des Lias bei Sehnde und Gretenberg, nördlich von Hildesheim.

Von **W. Hoyer**.

Im 28. Beil.-Bd. Heft 2 des N. Jahrb. f. Min. etc. macht E. Stolley Mitteilungen über die Schichten des oberen Lias und der *Opalinus*-Zone, welche in den Tongruben von Schlewecke bei Harzburg und von Gretenberg, nördlich von Hildesheim, erschlossen sind. Er zieht dabei verschiedentlich die gleichaltrigen Schichten anderer nordwestdeutscher Fundorte zum Vergleich heran. Die paläontologischen, stratigraphischen und Lagerungsverhältnisse des oberen Lias und des mittleren Jura von Schlewecke werden demnächst von anderer Seite ausführlich beschrieben werden. Ich nehme daher von einer Behandlung des Schlewecker Profils Abstand. Dagegen sehe ich mich veranlaßt, die Aufschlüsse der Tongrube von Gretenberg und Sehnde einer nochmaligen Besprechung zu unterziehen, weil Stolley in seiner Arbeit mein in der Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, Jahrgang 1902, p. 84 u. ff. aufgestelltes Profil der in den genannten Tongruben anstehenden Schichten in wesentlichen Punkten umzudeuten versucht hat.

Nachstehend gebe ich zunächst eine Nebeneinanderstellung der beiden Profildeutungen, wobei wie überhaupt nachfolgend der Einfachheit halber die bisherige allerdings nicht glücklich gewählte

---

[1] G. Tammann, Zeitschr. phys. Chem. **26**. 1898. 323.

[2] Vergl. „Mineralogie" von Hintze, in der zahlreiche Analysen des Chabasits angegeben werden: in diesen variiert das Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2$ von 1 : 3 bis 1 : 8!

Bezeichnung der Schichten zwischen den Posidonienschiefern und den *Opalinus*-Tonen als *Jurensis*-Schichten beibehalten ist.

		Stolley	Hoyer in Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch.		
Unterer Mitteljura	*Opalinus*-Schichten	obere *Opalinus*-Zone	obere *Opalinus*-Zone	*Opalinus*-Schichten	unterer Mitteljura
		untere *Opalinus*-Zone			
Oberer Lias	*Jurensis*-Schichten	*Aalensis*-Zone	*Beyrichi*-Zone = untere *Opalinus*-Zone		
		Dispansus-Zone	*Jurensis*-Schichten		oberer Lias

Stolley gründet sein Profil auf die Aufschlüsse, welche in den letzten Jahren in den *Jurensis*-Schichten bei Gretenberg, in den *Opalinus*-Schichten ebendaselbst und in der neuen Grube der Ziegelei bei Sehnde gemacht sind. Der Aufschluß der *Jurensis*-Schichten, vor allem der *Dispansus*-Zone liegt am Weststoß der Tongrube bei Gretenberg. Hier setzt eine streichende Stauchung der Schichten gerade auf der Grenze zwischen *Jurensis*-Schichten und Posidonienschiefer ein. An derselben sind die Schichten zum Teil nicht unbeträchtlich gestört, und die *Jurensis*-Mergel hin und wieder, namentlich in der Nähe des oberen Grubenrandes, in die hangendsten Lagen der Posidonienschiefer hineingepreßt. Infolgedessen ist erst neuerdings in den tieferen Grubenaufschlüssen zu beobachten, daß die Breccienzone mit *Harpoceras dispansum* bei Gretenberg gar nicht die liegende der *Jurensis*-Schichten ist, sondern daß an einzelnen Punkten der Grubenwand noch eine ältere geringmächtige unbedingt den *Jurensis*-Schichten zuzurechnende dunkle Tonschicht ansteht, welche bisweilen ganz von teils flachgedruckten, teils verkiesten gut erhaltenen Exemplaren eines *Harpoceras* aus der Sippe des *Harpoceras fallaciosum* Bayle angefüllt ist. Die Schicht führt außerdem den in einzelnen Exemplaren noch in die *Dispansus*-Zone hineinreichenden *Belemnites acuarius* Schloth.

Im Hangenden der *Dispansus*-Zone setzen graue Tone mit großen Geoden, dann Kalk- und Conglomeratbänke mit zum Teil reicher Ammonitenfauna — Stolley's *Aalensis*-Zone — ein. Über letzteren folgen Schichten mit stellenweise sehr häufig vorkommenden Lioceren, welche Stolley hier, wie in der neuen Tongrube bei Sehnde in eine untere Zone mit kleinen Lioceren und eine obere mit dem *Lioceras opalinum* Rein. trennt.

Als ich seinerzeit das von mir a. a. O. p. 114 u. ff. beschriebene Profil aufnahm, war der Aushub der Gretenberger Grube soeben begonnen. Infolgedessen nahm ich irrtümlicherweise an,

daß hier die Schichten des mittleren Jura unmittelbar an die Posidonienschiefer angrenzten, a. a. O. p. 122. Die *Dispansus*-Zone war überhaupt nicht erschlossen. Die neue Sehnder Grube war nicht vorhanden, in der älteren Sehnder Grube waren die *Opalinus*-Tone ziemlich gut, die *Beyrichi*-Zone vortrefflich, die *Jurensis*-Schichten recht ungünstig aufgeschlossen; und zwar reicht der Aufschluß nicht bis an die Liegendgrenze der letzteren, wie ich dies auf p. 121 meiner Arbeit ausdrücklich bemerkt habe.

Stolley erklärt nun die Aufstellung der *Beyrichi*-Zone für unberechtigt. Mein *Harpoceras Beyrichi* umfasse mindestens zwei Arten, die von der *Dispansus*-Zone über die *Aalensis*-Zone bis in die *Radiosus*-Zone hinaufreichen, also nicht einer engeren Zone, sondern deren dreien angehören. Zunächst bemerke ich hierzu, daß ich den von Stolley als *Harpoceras falcodiscus* Qu. bezeichneten Ammoniten schon deshalb nicht mit *Harp. Beyrichi* identifizieren konnte, weil die Schichten, in denen ersterer vorkommt, seinerzeit gar nicht aufgeschlossen waren, daß ich vielmehr unter *Harp. Beyrichi* einzig und allein die von U. Schlönbach aufgestellte Art verstehe, die er in seinen Beiträgen pp. beschreibt und Heft I Taf. II, Fig. 4 und 5 abbildet. Sie ist bei Sehnde in den von mir a. a. O. genannten Schichten stellenweise so zahlreich vorgekommen, daß ganze Gesteinspartien ausschließlich aus Stücken dieser Art bestehen. Auch bei Gretenberg ist der Ammonit häufig. Wenn er auch bis in tiefere Schichten hinabreicht, wie ich dies selbst schon a. a. O. p. 126 hervorgehoben habe, so ist dies schlechterdings kein Grund dafür, die Schichten, in welchen er massenhaft vorkommt, nicht nach ihm zu benennen. Ebenso gut könnte man der unteren Abteilung der Amaltheen-Tone die Berechtigung aberkennen, den Namen der Zone des *Amaltheus margaritatus* zu führen, weil letzterer schon recht häufig im Liegenden zusammen mit *Deroceras Davoei* und *Microceras capricornum* vorkommt und auch in die hangenden Schichten des *Pleuroceras costatum* hinaufreicht. Ich habe jedoch die fraglichen Schichten bei Sehnde noch besonders deshalb als *Beyrichi*-Zone ausgeschieden, weil sie auch an andern Fundorten bei Eberholzen, Hildesheim, Freden in der gleichen Ausbildung und mit derselben Petrefaktenführung anstehen, wobei jedesmal *Harpoceras Beyrichi* M. Schlönb. massenhaft erscheint. Dieses massenhafte Vorkommen verleiht den im übrigen in allen bisherigen Aufschlüssen auch petrographisch eigenartig ausgebildeten Schichten ein sehr charakteristisches Gepräge, und deshalb halte ich die Zone des *Harpoceras Beyrichi* nach wie vor aufrecht.

Stolley, welcher sie in das Niveau des *Harpoceras Aalense* einbezieht, will sie dementsprechend zu den *Jurensis*-Schichten rechnen. In der Tat kommt *Harpoceras Aalense* bei Sehnde ziemlich häufig in den Bänken 3 und 5 meines Profils vor. Ich hatte

aber bereits hervorgehoben, daß die fraglichen Schichten schon, wenn auch selten, *Trigonia jur.* cfr. *navis* Lam. und *Lioceras* ex. aff. *opalini* Rein. — in meiner früheren Arbeit als *Harpoceras opalinum* Rein. bezeichnet — führen. Ich besitze jetzt aus jenen Schichten von Sehnde neben kleineren Exemplaren ein gut erhaltenes *Lioceras* von 72 mm Durchmesser. Aber auch bei Gretenberg kommen Lioceren in diesen Schichten vor. In der Tongrube der Ziegelei daselbst war im Sommer dieses Jahres in etwas größerer Tiefe nachstehendes Profil in solcher Ausdehnung erschlossen, daß eine systematische Ausbeutung der Schichten möglich war.

13. Hangende Tone mit Lioceren.
12. 0,45 m Mergelkalk- und Geröllbank.
11. 6,0 „ graue Tone mit vielen platten Eisenkalkgeoden, einzelne hin und wieder aussetzende Bänke größerer Geoden.
10. 0,22 „ Nagelkalke mit zwischengelagerten sandigmergeligen Kalken.
9. 3,7 „ graue mittelfette Tone.
8. 0,15 „ wie Schicht 9.
7. 2,25 „ graue Tone.
6. 0,18 „ wie Schicht 9, hin und wieder aussetzend.
5. 4,8 „ graue Tone.
4. 0,15 „ wie Schicht 9.
3. 6,5 „ graue Tone.
2. 0,2 „ Breccienbank von Eisenkalk, oolithischem Kalk, Mergel.
1. Ganz geringmächtige Schiefertone mit *Harpoceras* ex. aff. *fallaciosi* Bayle.

Posidonienschiefer.

Schicht 11 entspricht den Schichten 4—10 meines Profils von Sehnde, a. a. O. p. 114, die Bank 12 der Bank 3 jenes Profils.

In den Schichten 3—9 kommt *Harpoceras Aalense* nebst andern Harpoceren und Lytoceren nach unten hin immer seltener werdend verkiest und verkalkt sowie plattgedrückt im Ton vor. Schicht 11 führt dieselben Ammoniten, namentlich *Harp. Aalense*, ferner stellenweise massenhaft *Harp. Beyrichi*, daneben aber nach oben etwas häufiger werdend kleine Lioceren. Ferner erhielt ich aus dieser Schicht ein Exemplar von *Gresslya unioides* Röm., welche, soviel ich weiß, bislang in den *Jurensis*-Schichten nicht vorgekommen ist.

Schicht 12, meine frühere Bank 3, enthält stellenweise wieder sehr häufig *Harpoceras Beyrichi* und einzelne Lioceren. Aus der Unterkante dieser Bank schlug ich ein ziemlich großes Exemplar von *Lytoceras torulosum* heraus.

Die Schichten 10—12 umfassen meine *Beyrichi*-Zone und ich rechne dieselbe, in welcher auch bei Freden *Lioceras* cfr. *opalinum* vorgekommen ist, den *Opalinus*-Schichten als untere Zone und

somit dem mittleren Jura, nicht dem oberen Lias zu. Möglicherweise ist sie nicht, wie ich früher, a. a. O. p. 127, annahm, älter als die *Affinis*-Zone, die gleichfalls nach *Harpoceras Aalense* führt, sondern gleichaltrig mit dieser. Für ihre Zugehörigkeit zum Hangenden sprechen, beiläufig bemerkt, in etwas auch die stratigraphischen Verhältnisse. Die zumeist plattgedrückten Gerölle der Bank 3 meines früheren Profils gehen in vollkommen gleicher Beschaffenheit und sehr großer Anzahl in die hangenden Tone hinauf, in denen die Lioceren häufig werden. Dies läßt sich gegenwärtig besonders gut in den tiefsten Schichten der neuen Tongrube bei Sehnde, aber auch bei Gretenberg beobachten. Da in nächster Zeit eine ausführliche Bearbeitung der neueren Aufschlüsse bei Sehnde und Gretenberg von Hoffmann in Göttingen erscheinen wird, so versage ich es mir, hierauf sowie auf die höchst interessanten Gesteinsveränderungen näher einzugehen, welche als Folge der Dynamometamorphose in jenen neuen Aufschlüssen besonders schön zu erkennen sind.

Was die Zone des *Harpoceras Aalense* bei Sehnde und Gretenberg anbelangt, so liegt sie in den Schichten zwischen dem Horizont des *Harp. Beyrichi* und demjenigen des *Harp. dispansum*, in welchen Stücke des *Harp. Aalense* verkiest und verkalkt, besonders häufig nur als Wohnkammer vorkommen. Daß *Harp. Aalense* hier bislang nicht so häufig wie anderenorts gefunden ist, schließt ja nicht aus, daß es zur Zeit der Bildung der Schichten hier seine Hauptverbreitung besessen hat. Im übrigen geht es auch in Norddeutschland durch eine nicht unbedeutende Schichtenfolge hindurch. Ich selbst besitze 3 Exemplare, die sich unmittelbar auf der Breccie mit *Harp. dispansum* bei Gretenberg fanden. Andererseits sammelte ich bei Hildesheim mehrere verkieste Stücke des *Harp. Aalense* in ein und derselben wenige Zentimeter mächtigen Tonbank, in welcher kleine Lioceren lagen.

Auf Grund des Vorbesprochenen ist meiner Überzeugung nach das Profil von Sehnde und Gretenberg wie folgt zu deuten. (Siehe Tabelle p. 150.)

Die Zonen 6, 5 und 2 sind in den neuen Aufschlüssen bei Sehnde und Gretenberg erstmalig durch Stolley unterschieden bezw. aufgefunden, und ich stimme ihm darin bei, daß das typische *Lioceras opalinum* Rein. wahrscheinlich zuerst in Zone 6 auftritt.

Stolley bezweifelt ferner — p. 304 und 305 seines Aufsatzes — das Vorkommen der von mir aufgeführten *Dumortieria* cfr. *Dumortieri* Bur. etc. in der *Beyrichi*-Zone. Diese Ammoniten, insbesondere die auf Taf. 6 Fig. 1 meiner Arbeit abgebildete große *Dumortieria* habe ich eigenhändig an Ort und Stelle aus der anstehenden Bank 5 meines Profils von Sehnde herausgeschlagen, in welcher sie mit *Harpoceras Beyrichi*, *Harp. Aalense*

		Poloplocus-Schichten		
	6	Obere *Opalinus*-Zone	Dunkle Tone mit *Lioceras opalinum* Rein.	In den Tonen Eisenkalkbänke mit Mergelkalk, viel Eisenkies- und Gipskristalle
Mittlerer Jura	5	Mittlere *Opalinus*-Zone	Desgleichen mit kleinen *Lioceras*-Arten	Desgleichen, weniger Eisenkies, weniger Gips, viele plattgedrückte Gerölle, teilweise mit Eisenkalk verwachsen, nach unten häufiger werdend.
	4	Untere *Opalinus*-Zone = *Beyrichi*-Zone	Graue Tone. Kalk- und Geröllbänke mit *Harpoceras Beyrichi* M. Schl. pp.	Die Petrefakten verkalkt oder verkiest, auch in Brauneisenstein umgewandelt, anscheinend nicht oder nur sehr selten gerollt. Gerölle wie in Zone 5.
	3	*Aalensis*-Zone	Graue Tone, Kalkgeoden, Mergelkalkbänke. *Harpoceras Aalense* u. a.	Schichten scheinbar nicht umgelagert
Oberer Lias	2	*Dispansus*-Zone	Breccien von Brauneisenstein und harten zum Teil oolithischen Kalken in grauen Tonen und Mergeln. *Harpoceras dispansum* u. a.	Die Petrefakten zum Teil oder alle mit den Breccienstücken umgelagert
	1	Tiefste *Jurensis*-Schichten	Dunkle schiefrige Tone geringmächtig mit *Harpoceras* ex. aff. *fallaciosi* Bayle	Petrefakten flachgedrückt oder verkiest, nicht umgelagert

und *Actaeonina palla* zusammenlag. Übrigens entnahm ich eine der abgebildeten sehr nahestehende *Dumortieria* in zwei Stücken den Lagen der *Dumortieria radiosa* im Rökengraben bei Wenzen.

Verwechslungen oder Irrtümer, wie sie Stolley in meinem älteren Profile von Sehnde annehmen möchte, sind ausgeschlossen, ebenso „Wiederholungen im Profil" u. dergl. m.

Was sodann das Vorkommen des *Harpoceras striatulum* in Sehnde anbetrifft, so ist es nicht unmöglich, daß die schlecht erhaltenen auf den Tonen der *Jurensis*-Schichten gefundenen Stücke verschwemmt sind, wobei nochmals hervorgehoben werden mag,

daß diese Schichten in früherer Zeit so ungünstig aufgeschlossen und so stark verfallen waren, daß eine Unterteilung derselben in Zonen nicht möglich war. Zu beachten ist aber, daß schon Denckmann in seiner Arbeit über Dörnten, p. 18, *Harpoceras striatulum* aus den *Jurensis*-Mergeln, also aus dem Hangenden seiner *Striatulus*-Bank anführt. Ich selbst sah in den Aufschlüssen des alten nördlichen Tagebaues der Grube Georg Friedrich schlecht erhaltene Stücke des *Harpoceras striatulum* innerhalb der *Jurensis*-Mergel, habe aber leider kein Gewicht auf dieses Vorkommen gelegt und keins der Stücke aufbewahrt. Ich halte daher das Vorkommen des Ammoniten, welches ja bei Dörnten die unter der *Dispansus*-Zone lagernde Geodenbank durch sein massenhaftes Auftreten kennzeichnet, in höheren Schichten nicht für ausgeschlossen.

Endlich bemerke ich noch zu Stolley's Worten auf p. 316 seiner Arbeit: „ohne daß Hoyer den Versuch gemacht hätte, eine detailliertere Zonengliederung durchzuführen“ (sc. der *Murchisonae*-Schichten), daß zur Zeit der Aufstellung meines früheren Schuder Profils die fraglichen Schichten zwar am Südstoß der alten Tongrube in ziemlich verstürztem Zustande sichtbar waren, daß aber der Abbau der Tone auf den Oststoß beschränkt war, und lediglich in den hangendsten 3 oder 4 m des Profils umging. Zu einer weiteren einigermaßen sicheren Unterteilung auf Grund des Vorkommens von horizonthaltenden Ammoniten reichten diese Aufschlüsse nicht aus.

Hannover, im September 1910.

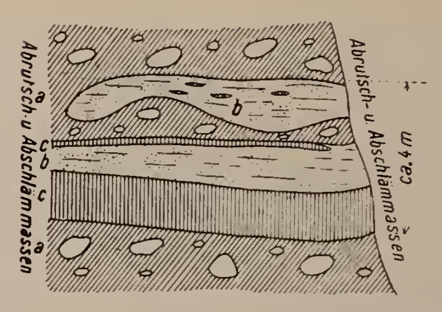
Das Schulauer Profil unweit der Landungsbrücke[1].

Von **O. Zeise.**

Mit 1 Textfigur.

Dieses Profil (Geschiebemergel, 2,7 m Sand und Bänderton, Geschiebemergel), das in der norddeutschen Diluvialgeologie eine gewisse Rolle gespielt hat, haben H. Schröder und J. Stoller (Jahrb. d. Geol. Landesanst. 27. Heft 3. p. 466. Berlin 1906) nicht gesehen und vermutet, daß es durch Zurückweichen des Ufers zerstört sei. Offenbar haben diese Herren das Steilufer in einer der Beobachtung wenig günstigen Verfassung angetroffen. Mir bot sich am 15. September v. J. ca. 250 m östlich des Hotels Parnaß und ca. 55 m östlich der Badewarnungstafel, im Anfange der 2. Entblößung, folgendes Profil dar:

[1] Die frühere Landungsbrücke lag etwa 125 m östlich der heutigen.



a = Geschiebemergel, b = undeutlich geschichteter, mittelkörniger weißer Sand, c = Bänderton.

Das Profil war dank einer es östlich abschneidenden, halbtrichterförmigen Einbuchtung der Steilwand auch dem Hammer, und zwar in der ganzen horizontalen und vertikalen Ausdehnung, zugänglich. Der Sand über der unteren Bändertonbank wird nach dem Liegenden zu schluffig und geht allmählich in Bänderton über. Das unmittelbar Liegende der unteren Bändertonbank ist bis etwa 15—20 cm Tiefe sandig-kiesig und folgt dann erst normaler Geschiebemergel. Indessen kann diese sandig-kiesige Bank auch fluvioglazialer Natur sein; es war das in dem derzeitigen Aufschluß nicht zu entscheiden.

Westlich des Profils ist der Sand und Bänderton nicht mehr zu beobachten, es folgt bewaldetes Ufer bis kurz vor dem Parnaß, wo das Ufer als nackte, aus Geschiebemergel bezw. -Lehm mit untergeordneten Sandschmitzen bestehende, ca. 10 m hohe Steilwand entwickelt ist; auf der bewaldeten Strecke muß sich der Sand und Bänderton irgendwo auskeilen.

Östlich dagegen ist die Bändertonbank mit einigen Unterbrechungen ca. 250 m weit, und zwar wellig verlaufend in ungefähr $^1/_3$—$^1/_2$ Höhe der hier bis zu ca. 15 m aufsteigenden Steilwand dem Auge verfolgbar[1]. Auf dieser Strecke bleibt sich aber das Profil nicht gleich, denn an einer ca. 50 m östlich des vorstehenden Profils gelegenen, einigermaßen besteigbaren Stelle bot sich mir vom Hangenden zum Liegenden nachstehende Schichtenfolge dar:

Geschiebemergel	etliche Meter
Bänderton	ca. 0,75 „
Geschiebemergel	„ 1,80 „
Weißer Sand	„ 0,90 „
Geschiebemergel	etliche „

[1] Herr Gürich in Hamburg ist im Besitze wohlgelungener photographischer Aufnahmen von verschiedenen Teilen dieser Strecke.

Verschiedene Proben des Bändertons unterzog ich einem peinlich genauen Schlämmverfahren, das erneut als Ergebnis die Konstatierung völligen Mangels primärer Fossilführung hatte, so daß ich nicht anstehe, die Meinung von H. SCHRÖDER und J. STOLLER zu teilen, daß wir es hier mit dem unteren Geschiebemergel eingelagerten fluvioglazialen Sedimenten zu tun haben. Schon seit meinen amtlichen Begehungen der Einschnitte des Nordostsee-Kanals[1] in den 90er Jahren, die mich Hunderte von Meter lang sich erstreckende fluvioglaziale Einlagerungen im unteren Geschiebemergel kennen lehrten, war mein Glaube an die Richtigkeit der von mir früher vertretenen Auffassung[2] des Schulauer Profils wankend geworden.

Im Anschluß an vorliegende Mitteilung berichtige ich kurz, daß es in meiner in der Fußnote 2 erwähnten Arbeit, in der ich auf p. 45—47 eine gedrungene geologische Skizzierung des Schulau-Blankeneser Ufers gab, auf p. 45 Zeile 2 von unten heißen muß: „unter einem ziemlich mächtigen Mantel von Geschiebesand und fluvioglazialen Bildungen". Neuere Gruben- und Bohraufschlüsse haben nämlich gezeigt, daß der Geschiebesand verhältnismäßig wenig mächtig ist (ca. 0,5—2 m), daß aber z. T. sehr mächtige, vom Geschiebesand diskordant überlagerte fluvioglaziale Bildungen (stellenweise saiger stehend, so Stuckensche Kiesgrube in Rissen, Schichtenstreichen N 37° W), dem ersteren und der unteren Moräne eingeschaltet sind. In diesen fluvioglazialen Bildungen haben die neuen Bohrungen in Dockenhuden usw. auch marines und limnisches Diluvium durchsunken.

Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet.

W. Schmidle, Konstanz.

(Fortsetzung.)

6. Lehmbildungen.

Zu den interessantesten, wenn auch schwer zu deutenden postglazialen Ablagerungen gehören die postglazialen Lehme. Sie sind zudem weit verbreitet, da sie beinahe regelmäßig in den breiten Talsohlen oder am Fuß der Gehänge liegen. Fast immer sind sie auch aufgeschlossen, da sie nebst den liegenden Bändertonen in Ziegeleien ausgebeutet werden. Sie sind deshalb schon

[1] Jahrb. d. Geol. Landesanst. **23**. Heft 2. Berlin 1903.

[2] Beitrag z. Kenntn. d. Ausbreitung, sowie besonders der Bewegungsrichtungen d. nordeuropäischen Inlandeises in diluvialer Zeit. Königsberg i. Pr. 1889.

mehrmals beschrieben. Zunächst erwähnt sie Gutzwiller[1]. Er schildert ihre Entstehung folgendermaßen: Offenbar wurde der (liegende) Torf schon lange Zeit unter Lehm begraben. Dieser Lehm wurde von dem vorbeifließenden Bächlein angeschwemmt, welches, wie es scheint, nicht immer genügenden Abfluß hatte. Ein Bauer der dortigen Gegend (Istighofen im Thurgau) sagte mir, „daß während seines Lebens die Wiesen, unter welchen der Torf liegt, dreimal durch das Bächlein überschwemmt worden seien, und daß das Wasser jeweils nur einige Linien Lehm hinterlassen habe. Man könne daher leicht berechnen, daß der Torf schon etliche 1000 Jahre alt sei". Gutzwiller führt diese Rechnung durch und findet 4000 Jahre.

Th. Würtemberger[2] hat zwischen den liegenden blauen und hangenden gelben Lehmen bei Emmishofen unterschieden; die ersteren (es sind wohl die Bändertone gemeint) sind aus dem Prätigau durch den Gletscher hergeführt, die zweiten (unsere Lehme) aus der Umgegend herabgeschwemmt.

Auch Früh[3] und Hug[4] beschreiben Gehängelehme. Die eingehendste Darstellung mit zahlreichen Profilen geben Früh, Rollier, Meister, Hugi in Litsch: Die schweizerischen Tonlager. In der Zusammenfassung werden dort unterschieden: Bolus, Gehängelehme, Lößlehme, Moränenlehme, Seeton, Talbodenlehme und Lehme des Anstehenden (Tertiärs, Jura etc.). Unsere Lehme verbergen sich wohl unter den Seetonen und Gehängelehmen. Unsere Gras- und Sumpflehme bei Thaingen beschreibt speziell Meister p. 276 als ein auf fluvioglazialen Schottern von der Biber abgelagertes schlammiges Verwitterungsprodukt, welches hauptsächlich den umgebenden Molassegehängen entstammt, und Wehrli (l. c. p. 324) bemerkt von den schon erwähnten Ablagerungen bei Istighofen im Thurgau (sie gehören offenbar zu unseren Graslehmen), daß sie wohl verschwemmter Grundmoräne oder zeitweiligem Übertreten des Flusses, wodurch die Grasvegetation und die darauf lebenden Schnecken zugrunde gingen, ihren Ursprung verdankten. Auch subaerischer Ursprung sei nicht ausgeschlossen. Von Rollier (p. 310) werden die Gras- und Niederwaldslehme nebst den liegenden Bändertonen bei Emmishofen kurzweg als lakustre Bildungen bezeichnet, welche zum größten Teil am Ende der letzten Eiszeit außermoränisch im Seebecken selbst entstanden sind, und der Gehängelehm bei Mammern gehört nach ihm der Grundmoräne der letzten Eiszeit an.

---

[1] Geol. Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. p. 228. Bern 1883.

[2] Der Konstanzer Trichter: Mitt. der Thurgauer naturf. Gesellsch. Heft 15. 1901.

[3] J. Früh und Schröter, Die Moore der Schweiz. 1904. p. 525 u. ff.

[4] Hug, Geologie der nördl. Teile der Kantone Zürich und Bern. p. 161.

Eine Klarstellung dieser Ansichten erscheint nicht unnötig. Wir behandeln zunächst:

1. Die Graslehme.

Sie liegen am Fuße der Berggehänge oder überziehen die breiten flußleeren Talauen und bilden dort eine oft bis 2 m mächtige, völlig ungeschichtete, gelbe oder rotgelbe Ablagerung. Es ist eine Feinerde. Zum größten Teil besteht sie aus eckigen Körnchen unter 10 μ, doch fehlen nie solche mittlerer Größe bis 100, selbst gröbere bis 400, 500 μ sind eingestreut. Das feine Material wiegt vor, wenn es nicht ausschließlich ist. Die Körner sind stark limonitisch und dadurch gut gebunden. Die Feldspäte sind stets getrübt, oft sind sie wie die Glimmerkörner, stark grubig verwittert. Die Quarze sind eckig. Steinchen bis 1 cm Größe sind, wenn auch nicht häufig, eingemischt. Stets ist die Masse kalkhaltig.

Ins Wasser gebracht verhält sie sich recht verschieden. Nur wenige Proben zerfallen rasch unter Aufblähen in die einzelnen Körner, unter welchen dann stets die bei den Flugsanden schon beschriebenen Krümelchen vorhanden sind. Viel häufiger zerfallen sie gar nicht oder in eckige kleine Krümel. Nicht selten und sehr auffällig ist ein Aufblättern in einzelne Schüppchen. Diese liegen alle parallel in der Masse und horizontal im Boden, einmal sah ich an einem bergfeuchten Stücke den Schüppchenbau schon vor der Einlage ins Wasser, sonst wird er erst im Wasser erkenntlich. Der Zerfall tritt stets recht langsam ein, und man findet auch in solchen aufblätternden Lehmen Partien, welche nicht zerfallen. Da die Schüppchen dann und wann durchlocht sind und die Masse wie Löß von senkrechten Röhrchen durchsetzt ist und trocken in der Grube senkrecht abspaltet, so hat mich dieser Blätterbau zuerst auf den Gedanken gebracht, daß der Lehm, ähnlich wie der Löß, auf einer mit Gras bewachsenen Fläche in kleinsten Portionen abgelagert worden sei, nur mit dem Unterschiede, daß die Ablagerung nicht bei einem trockenen Klima, sondern unter den heutigen Verhältnissen vor sich ging.

Die stets reichlich in den Lehmen liegenden Schnecken beweisen dieses. Ich gebe die von Herrn Geyer bestimmten Faunen zweier Standorte. Um sie in einiger Vollständigkeit zu erhalten, muß man die im Wasser kaum zerfallenden Lehme kochen und aus dem Schlamme die kleinen Schneckengehäuse aussuchen. Da sie der Weitmündigkeit halber meist mit Lehm angefüllt sind, so steigen sie nicht in die Höhe. In den Listen sind die vorherrschenden Arten fett gedruckt und diejenigen, von welchen nur ein oder zwei Exemplare gefunden wurden, mit

einem * versehen. Die Standorte sind nach dem Werke von GEYER[1] zitiert.

1. Graslehme von Emmishofen, Ziegelei.

Helix* (*Vallonia*) *pulchella MÜLL. Auf Wiesen, im Grase.
„ „ ***costata*** MÜLL. Auf Wiesen, im Grase.
„ (***Fruticola***) ***hispida*** L. Auf Wiesen, an Flußufern unter Steinen und Laub.
„ (*Helicogena*) *pomatia* L. Wälder, Gebüsch, Hecken, Wiesen.
**Pupa* (*Pupilla*) *muscorum* MÜLL. Trockene, kurzrasige Wiesen.
„ (*Vertigo*) *pygmaea* DRAP. Nasse, feuchte Wiesen.
„ „ *angustior* JEFFR. Feuchte Wiesen.
„ „ *antivertigo* DRAP. Feuchte Wiesen, an Sumpfrändern.
Cionella lubrica MÜLL. An feuchten, schattigen Orten, unter Moos und Steinen.
Caecilianella acicula MÜLL. Blinde Erdschnecke, tief in der Erde an Wurzeln.
**Succinea putris* L. In der Nähe des Wassers an Schilf etc.
**Limnaea truncatula* MÜLL. In Gräben und Quellen, verläßt zuweilen das Wasser und steigt an Pflanzen und Steinen empor.
**Pisidium fontinale* C. PF. In Feldbrunnen, Gräben und Sümpfen.

2. Graslehme von der Ziegelei bei Thaingen.

Helix* (*Vallonia*) *pulchella MÜLL. Auf Wiesen, im Grase.
„ „ *costata* MÜLL. Auf Wiesen, im Grase.
„ (***Trichia***) ***hispida*** L. Auf Wiesen, an Flußufern unter Steinen und Laub.
„ (*Xerophylla*) *candidula* STUD. An trockenen, warmen Abhängen.
„ (*Helicogena*) *pomatia* L. In lichten Wäldern, Hecken, Wiesen.
**Pupa* (*Pupilla*) *muscorum* MÜLL. Trockene, kurzrasige Wiesen.
* „ (*Vertigo*) *antivertigo* DRAP. Feuchte Wiesen an Sumpfrändern etc.
Cionella lubrica MÜLL. An feuchten, schattigen Orten, unter Moos und Steinen.
Succinea oblonga DRAP. Nicht durchweg ans Wasser gebunden, auch an trockenen Orten in Gärten und Rainen etc.
Carychium minimum MÜLL. An sehr feuchten und nassen Orten unter Moos, Holz, Steinen.
Limnaea truncatula MÜLL. In Gräben und Quellen, verläßt zuweilen das Wasser und steigt an Steinen und Pflanzen empor.

[1] GEYER, Unsere Land- und Süßwassermollusken. Stuttgart. 2. Aufl.

Aus vorliegenden Faunen geht zunächst hervor, daß die Schnecken an den Orten lebten, wo sie gefunden wurden. Denn die Fauna ist, wie mir Herr GEYER schreibt, völlig einheitlich, nicht gelockert oder zerrissen, so daß eine Zusammenschwemmung von verschiedenen Standorten ausgeschlossen erscheint. Dann aber bewiesen die Faunen aufs schönste, daß die Lehme durch einen Grasboden gesammelt wurden. In den Lehmen von Thaingen wurden direkt *Carex*-Samen gefunden. Leider gingen sie bei der Versendung an Herrn Dr. NEUWEILER, welcher die Bestimmung übernommen hatte, zugrunde; es muß indessen eine kleine *Carex*-Art gewesen sein.

Die Frage kann nun nur die sein, wie das Material in den Grasboden transportiert wurde, ob durch Regenwasser, ob durch langsam fließendes oder stehendes Wasser bei Überschwemmungen, oder endlich, wie WEHRLI vermutet, durch den Wind.

Ich möchte alle drei Möglichkeiten zugeben.

Denn an den beiden angeführten Standorten und auch anderwärts liegen unsere Graslehme zu oberst und reichen in die heutige Grasnarbe hinein. Bei Thaingen konnte ich in ihr die drei vorherrschenden Arten und *Xerophylla candidula* STUD. noch lebend sammeln[1].

Diese Graslehme bilden sich also heute noch an geeigneten Orten auf unseren Wiesen. Heute aber wird das Material dazu bei Regengüssen, bei Überschwemmungen und durch den Wind dahingeführt. Welcher Faktor der vorherrschende ist, zeigt vielleicht wieder die Fauna. So ist diejenige von Thaingen, wie mir Herr GEYER schreibt, mit Ausnahme von *Carychium minimum*, *Succinea putris*, *Pupa antivertigo* charakteristisch für den Löß, die Lößarten *Succinea oblonga* und *Helix hispida* kommen hier in größter Menge vor. Hier mag also der Wind in erster Linie das Material zugeführt haben; die Lehme liegen in der Tat in einem alten Trockental. Bei Emmishofen mag es vorzüglich Regenwasser gewesen sein, welches die Feinerde den Berg herunterschwemmte[2].

---

[1] Die letzte Schnecke kam nur in der obersten Lage vor; und auch die selten zu findende *Helix pomatia* lag überall, wo sie vorkam, direkt in oder unter der heutigen Grasnarbe. Wenn sie nun auch anderwärts schon in glazialen Ablagerungen gefunden wurde, an unseren Standorten ist sie sicher ganz rezent erst eingewandert.

[2] Eine interessante Beobachtung über ganz rezente äolische Ablagerungen teilt mir Herr Reallehrer HUMMEL mit. Die östliche Bucht des Gnadensees zwischen Oberzell und der Dammstraße ist sehr seicht und gefriert deshalb häufig zu. Nur etwa 30 cm unter dem klaren Eise sieht der Schlittschuhläufer deutlich den Seegrund. Auf ihm beobachtet er eine zarte Welle feinen Sandes vor sich herfliegen, sie wird bewegt durch die Druckwirkung des Läufers selbst auf das Eis und das dar-

Diese Graslehme sind demnach die rezenten Bodenbildungen, welche dem diluvialen Lösse entsprechen. Bei ihrer Bildung hatten die atmosphärischen Niederschläge einen maßgebenden Einfluß.

(Fortsetzung folgt.)

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Ueber einen Hilfsapparat beim Einlegen von Gesteinsdünnschliffen in Kanadabalsam.

Von Dr. **L. Henniges** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Dieser kleine Apparat ist bereits beschrieben in Behrens, Kossel und Schiefferdecker „Das Mikroskop" und als verbessert von Fr. Eilhard Schulze bezeichnet. Die Autoren haben bei der Anwendung dieses sogen. Kompressoriums wohl mehr an den Gebrauch auf dem Mikroskop-Objekttische für lebende Präparate gedacht, während es dem Mineralogen am Arbeitstische beim Einlegen der Präparate in Kanadabalsam Hilfe leisten soll. Der kleine, 14 cm lange, in Fig. 1 abgebildete Apparat besteht aus einer Schraubzwinge A, die an einen geeigneten Arbeitstisch geschraubt wird. Auf dem oberen Arme der Zwinge A sitzt durch eine Schraube K und eine Zwischenscheibe beweglich verbunden der Support CD, der bei C zwischen zwei Backen mittelst einer Schraube K einen beweglichen Kniehebel trägt, der, am einen Ende bei D mit einer stählernen Feder versehen, bei D an den Support festgeschraubt ist. Bei F geht durch den Kniehebel dann noch eine Schraube, die beim Anziehen der Stahlfeder entgegenwirkt und eine Senkung des anderen Endes des Kniehebels bewirkt. An diesem Ende ist eine Vorrichtung, die es ermöglicht, einen beliebig starken Druck auf das darunter auf dem Präparate liegende Deckglas auszuüben. Bei H ist drehbar ein Halbkreisring an dem Hebel angebracht, zwischen dessen beiden gabelförmigen Enden ein Vollring J von 15 cm Durchmesser spielt und sich beim An-

---

unterliegende Wasser. Herrschen einige Tage stärkere Windströmungen, so ist die Eisdecke oft ganz mit feinem Flugsande bedeckt, welcher den Eislauf sehr erschwert. Die angefrorenen Sande sinken mit der Eisschmelze auf den Grund, der meistens aus dem blauen Seelehm besteht und bilden dort die oberste bewegliche feine Sandschichte. Ein Bächlein, welches den feinen Sand herbeiführen könnte, mündet nicht. Herr Hummel ist geneigt, selbst die Entstehung der feinen Sandschichten zwischen den Bändertonen auf solche periodische Sandeinwehungen, während der See noch Gletscherschlamm ablagerte, zurückzuführen.

ziehen der Schraube F in seiner ganzen Ausdehnung mehr oder weniger fest drückend auf das Präparat legt.

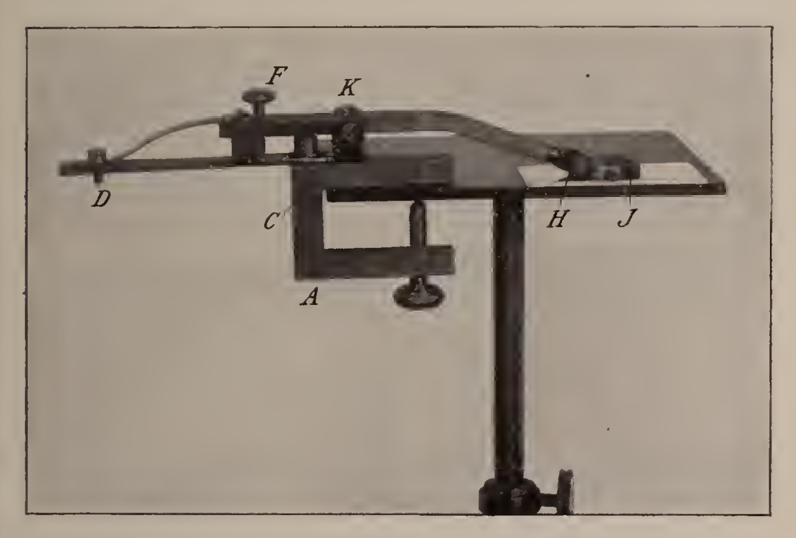


Fig. 1.

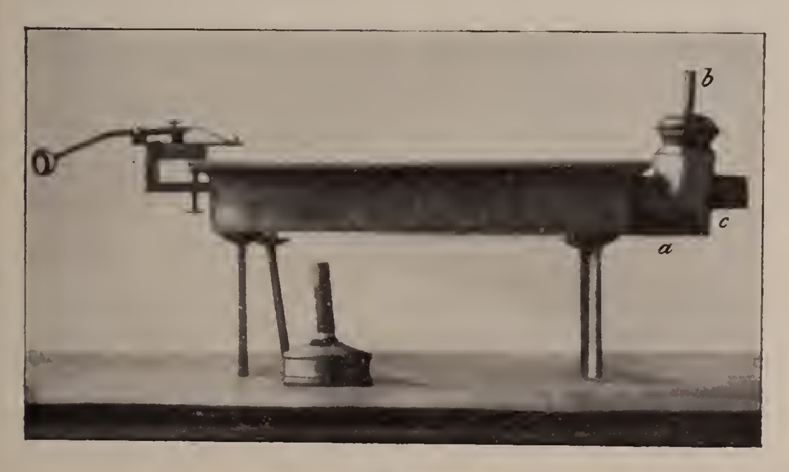


Fig. 2.

Sehr geeignet zur Anbringung des Kompressoriums oder einer ganzen Reihe solcher ist der in Fig. 2 abgebildete Tisch[1]. Auf

[1] Dieser Tisch ist bei Daniel Kürten in Ohligs bei Solingen für 3 Mk. ohne Thermometer zu beziehen.

vier kräftigen Beinen steht ein Blechgefäß von 27 cm Länge, 15 cm Breite und 5 cm Höhe, das mit einer fest verkitteten Glasplatte bedeckt ist. Die Ränder des Deckels stehen so weit über den Blechkasten hinaus, daß man rund herum die Kompressorien anschrauben kann. Bei a leitet ein Blechrohr durch b die erhitzte Luft nach außen. Bei c kann man das Rohr anfeilen und mit Hilfe eines durchbohrten Korkes ein Thermometer der Länge nach in den Hohlraum des Tisches einführen. Es ist auch ein Leichtes, an a bei der angefeilten Stelle ein kleines Ansatzrohr mit Zinn anzulöten. Man kann so unbekümmert die mit Kanadabalsam eingelegten Präparate erhärten lassen und das durch Erwärmen mit einer Spirituslampe unterstützen.

Berlin, Min.-petrogr. Institut der Universität, Dezember 1910.

Besprechungen.

Oliver Bowles: Tables for the Determination of Common Rocks. New York 1910. VIII + 64 Seiten.

Dieses Büchlein gibt tabellarisch, aber in klarer Weise, das Hauptsächliche, um die für den Anfänger wichtigen gesteinsbildenden Mineralien und Gesteine rasch zu bestimmen. Das Gesteinsstudium im allgemeinen, die Klassifikation der Gesteine und die wichtigsten Bausteine werden auch kurz behandelt. Ferner ist ein kleines Glossarium zu erwähnen. Für den Anfänger scheint das Buch, welches in Taschenformat gedruckt ist, recht brauchbar zu sein, für Fortgeschrittene ist es allerdings sehr elementar.

E. H. Kraus.

Personalia.

Dr. **Johannes Uhlig** hat sich an der Universität Bonn als Privatdozent für Mineralogie und Petrographie (nicht für Petrographie allein, vergl. p. 96) habilitiert.

Ernannt: Bisheriger Staatsgeologe und Mineraloge in Sofia Dr. **Lazar Vankov** ist zum ord. Professor für Geologie und Paläontologie und zum Chef des Geolog. Instituts der Universität in Sofia ernannt, an Stelle des gestorbenen Prof. G. Zlatarski.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Neue Mineralfunde von Oberstein.

Von **M. Seebach** und **R. Görgey** in Heidelberg.

Mit 5 Textfiguren.

Gelegentlich eines mineralogischen Ausfluges trafen wir auf der rechten Seite der Straße von Oberstein nach Idar, noch im Weichbild Obersteins auf einen dem Herrn Ketex in Oberstein gehörenden Steinbruch im Porphyrmandelstein, der nach Angabe der Arbeiter erst seit Herbst 1909 in Betrieb ist. Bei unserm Eintreffen war zufällig ein etwa 2 m über der Sohle des Steinbruchs befindlicher spaltenähnlicher Hohlraum angeschossen worden, der eine reiche Mineralausbeute lieferte. Auch in kleineren Mandelräumen und Spalten konnten wir schönes Material sammeln.

Es fanden sich folgende Mineralien: Chalcedon, Quarz, Calcit, Baryt, Hämatit, Limonit und von Zeolithen Chabasit, Harmotom und Heulandit. Baryt und Heulandit sind von dem altberühmten Fundorte Oberstein, soweit wir das konstatieren konnten, noch nicht bekannt. Da der Fundort neu ist, dürfte eine zusammenfassende Beschreibung auch der bekannten Mineralien angezeigt sein.

Beschreibung der einzelnen Mineralien.

1. Chalcedon.

Chalcedon tritt auf besonders als Auskleidung der kleineren Hohlräume des Gesteins; das Innere der Hohlräume ist ausgefüllt von Calcit, Quarz und Chabasit, zu welchem Zeolith, zuweilen noch Harmotom tritt. Alle diese Mineralien sind meist gut kristallisiert. Mitunter bildet der Chalcedon in Form des sogenannten Festungsachates das alleinige Ausfüllungsmaterial der Hohlräume.

Am Grunde mancher Mandelräume beobachtet man bisweilen Kieselsäure als weiße, zerreibliche Masse in deutlichen Pseudomorphosen nach Kalkspat.

2. Quarz.

Der Quarz ist oft in schönen Kristallen als Amethyst auskristallisiert. Daneben findet er sich in kleinen wasserhellen Kriställchen zusammen mit den andern Mineralien. Eine zweite Generation winziger, oft an beiden Enden ausgebildeter Quarzkriställchen überkrustet stellenweise die Zeolithdrusen.

3. Calcit.

Der Calcit ist sowohl als Ausfüllungsmaterial kleinerer Hohlräume in grobspätigen Massen oder als gut ausgebildete Kristalle, oft in großen Individuen vorhanden. Die Kristalle sind meist angeätzt und gerundet.

4. Baryt.

Als Seltenheit finden sich auch nach der Basis tafelförmige, bis 2 cm große Barytkristalle, die eine eigentümliche Kombination

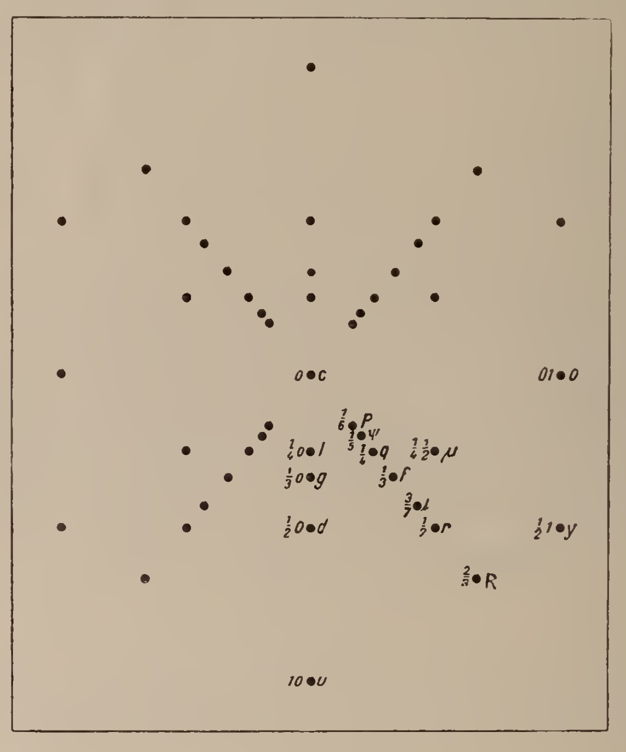


Fig. 1.

und bemerkenswerten Flächenreichtum zeigen. Die Flächenentwicklung ist, da die Kristalle gewöhnlich dicht zusammensitzen und meist unregelmäßig auf- und durcheinandergewachsen sind, fast immer auf einen Quadranten der Ober- und Unterseite beschränkt; seltener sind die Formen auch in einem zweiten Quadranten entwickelt.

Die an diesem Barytvorkommen gemessenen Formen sind in Fig. 1 in gnomonischer Projektion auf c = 0 (001) wiedergegeben. Auffallend ist die reiche Entwicklung der Pyramiden der Grundreihe mit 7 Formen und der makrodiagonalen Domen mit 4 Formen,

wogegen die Domen der brachydiagonalen Reihe nur durch eine Form vertreten sind und die Prismen gänzlich fehlen. Die Grundpyramide z = 1 (111) wurde an keinem Kristall beobachtet.

Im ganzen wurden an diesem Vorkommen folgende Formen bestimmt:

Buchstabe:	c	o	l	g	d	u	P	υ	q	f	t	r	R	y	μ
Symbol (Goldschmidt):	0	01	$\frac{1}{4}0$	$\frac{1}{3}0$	$\frac{1}{2}0$	10	$\frac{1}{6}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{3}{7}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{1}{2}1$	$\frac{1}{4}\frac{1}{2}$
Miller:	001	011	104	103	102	101	116	115	114	113	337	112	223	122	124

Die Form t = $\frac{3}{7}$ (337) wurde in der Publikation von M. Seebach[1] irrtümlich als neu bezeichnet, worauf J. Samojloff durch gütige briefliche Mitteilung aufmerksam machte. Sie findet sich von Samojloff beschrieben (vergl. J. Samojloff: Über die Baryte aus einigen russischen Lagerstätten; Verhandl. d. k. russ. min. Ges. 1900. 38. 323—357; Ref. Zeitschr. f. Krist. 1902. **36.** 172—173) an einem Barytkristall aus der Tschuwaschinskaja-Steppe im südlichen Ural.

Wir möchten jedoch den von Samojloff gewählten Buchstaben C_1 nicht akzeptieren, da im Anschluß an Goldschmidt's Index der Kristallformen und der Winkeltabellen andere Indices als Punkte für die Buchstabenbezeichnung nicht genommen werden. Der Buchstabe t ist für Baryt freigeworden, nachdem die Zeile No. 94, p. 62 in Goldschmidt's Winkeltabellen, die gleiche Zeile 84, zu löschen ist.

Die von Samojloff gegebene Form $\frac{3}{7}$ (337) ist also durch das Vorkommen an unserem Baryt von Oberstein bestätigt worden und erscheint nach der Diskussion der Zahlenreihe und der guten Übereinstimmung von Messung und Rechnung gesichert.

Die genaue Beschreibung, Messung und Zeichnung dieses interessanten neuen Vorkommens durch M. Seebach findet sich an anderer Stelle[1].

5. Hämatit und Limonit.

Hämatit tritt in winzigen, zu Rosetten vereinigten, schuppenförmigen Aggregaten auf. Er ist gewöhnlich limonitisiert. Dort, wo er durch ihn umhüllenden Kalkspat vor äußeren Einflüssen geschützt war, ist er völlig frisch erhalten.

6. Zeolithe.

Die Zeolithe lassen zwei Arten des Auftretens unterscheiden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind.

---

[1] M. Seebach, Kristallographische Untersuchung eines neuen Barytvorkommens von Oberstein. Mit 1 Tafel und 1 Textfigur. Verhandlungen d. naturhist.-medizinisch. Vereins zu Heidelberg. 1910. N. F. **11.** p. 1—6.

a) Chabasit und Harmotom, jeder für sich allein, zusammen mit Achat, Quarz, Calcit und Hämatit in kleineren Mandelräumen.

b) Chabasit und Harmotom in Paragenesis als zusammenhängende Kristallkrusten über Kalkspat, seltener auf Baryt. Letztere stammen sämtlich aus dem oben erwähnten größeren Hohlraum und sind häufig oberflächlich durch Eisenverbindungen gelblichbraun gefärbt. Hierzu kommen auch als große Seltenheit kleine Kristalle von Heulandit.

Chabasit.

Bei der ersten Art des Vorkommens bildet der Chabasit schöne wasserhelle Kristalle bis zu 1 cm Kantenlänge. Die Kristalle sind meist Penetrationszwillinge nach der Basis und zeigen fast ausschließlich das Grundrhomboeder. An einem einzigen Kristall von etwa 5 mm Kantenlänge ist in ausgezeichneter Weise

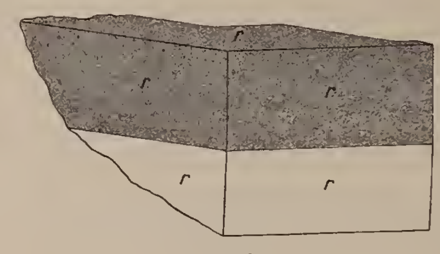


Fig. 2.

das seltenere Zwillingsgesetz nach $r = +1\,(11\bar{2}1)$ in einem schönen Juxtapositionszwilling nach dieser Fläche verwirklicht (vergl. Fig. 2). Die beiden Einzelindividuen sind etwa gleich groß.

Bei der zweiten Art des Vorkommens sind die durchscheinenden weißen, häufig mit der erwähnten gelblichbraunen Eisenverbindung überzogenen Kristalle durchweg Penetrationszwillinge nach der Basis. Neben dem Grundrhomboeder $r = +1\,(11\bar{2}1)$ beobachtet man noch als wichtige Flächen $s = -2\,(\bar{2}\bar{2}41)$ und $e = -\frac{1}{2}\,(\bar{1}\bar{1}22)$, welche oft so groß entwickelt sind, daß die Kristalle der als Phakolit bekannten Varietät ähnlich werden. Die Größe der häufig linsenförmigen Kristalle schwankt zwischen 1 und 10 mm Kantenlänge.

Harmotom.

Die erste Art des Vorkommens ist charakterisiert durch große dicksäulige, hellrosa gefärbte Kristalle, bei denen die Flächen $p = \infty(110)$, $a = 0(001)$ und $b = 0\infty(010)$ annähernd im Gleichgewicht ausgebildet sind. Es sind durchweg Vierlinge nach

a = 0(001) bezw. nach einer Fläche 02(021); auch die bekannte kreuzförmige Anordnung der Kristalle ist nicht selten.

Bei der zweiten Art des Vorkommens ist der Harmotom immer mit Chabasit vergesellschaftet. Letzterer scheint in den meisten Fällen der ältere zu sein. In Farbe, Glanz und Kristall-



Fig. 3.



Fig. 4.

größe stimmt der Harmotom mit dem Chabasit völlig überein. Besonders bemerkenswert für die Genesis des Harmotoms erscheint uns die Tatsache, daß dort eine Anreicherung des Harmotoms zu konstatieren ist, wo ursprünglich Baryttafeln vorhanden waren. Es finden sich Hohlräume von der Gestalt des Baryts, in denen sich manchmal Reste von Baryt erhalten haben, umgeben von einer Zeolithkruste (Chabasit und Harmotom). Es waren Umhüllungspseudomorphosen, wie solche beispielsweise in Fig. 3 und 4 angedeutet sind.

Da also der Harmotom in der Nähe solcher von Zeolithkrusten umgebenen Hohlräume reichlicher ist, so ist zu schließen, daß er sein Baryum von dem älteren Baryt genommen hat. Auf den manchmal glatten inneren Abformungsflächen der „Hohldrücke“ finden sich häufig kleine Harmotomkriställchen aufgewachsen (vergl. Fig. 3).

Heulandit.

Als große Seltenheit sind auf dem Calcit oder den kleinen Quarzen zweiter Generation kleine durchsichtige Heulanditkriställchen aufgewachsen, die im Maximum eine Größe von 2 mm erreichen. Die Kriställchen zeigen die einfache

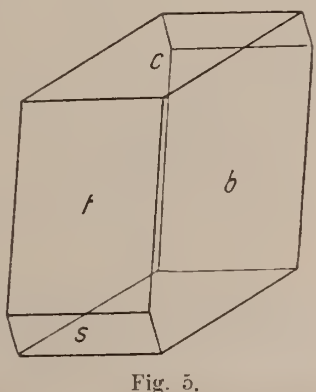


Fig. 5.

Kombination c = 0(001), b = 0∞(010), t = + 10(101) und s = — 10($\bar{1}$01). Der Habitus der Kriställchen ist aus Fig. 5 ersichtlich.

Die Form s = — 10($\bar{1}$01) tritt gegen die übrigen Flächen stark zurück. Der Heulandit scheint das direkte Zusammenvorkommen mit den übrigen Zeolithen zu vermeiden.

Es ist uns eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. V. Goldschmidt, in dessen Laboratorium die vorstehende Untersuchung ausgeführt wurde, für sein freundliches Interesse an dieser Arbeit unsern verbindlichsten Dank auszusprechen.

Heidelberg, November 1910.
Mineralog. Laboratorium von Prof. Goldschmidt.

Ueber eine Raumprojektion des Chemismus der Gesteine.

Von **B. G. Escher**, Zürich.

Mit 3 Textfiguren.

(Schluß.)

Die Prisma-Projektion.

Schon im Ausdruck $k = \frac{s}{6A + 2C + F}$ von Osann liegt die Gleichung der Sättigungsebene aufgeschlossen. Für k = 1 tritt eben Sättigung ein. Es ist also $\frac{s}{6A + 2C + F} = 1$ die Bedingung zur Sättigung und $s = 6A + 2C + F$ ist die Gleichung der Sättigungsebene. Nur ist sie so nicht brauchbar, sondern man muß, da im Osann'schen Dreieck nicht A, C und F, sondern a, c und f zum Ausdruck gelangen, auch hier s proportional ändern wie A : a, C : c und F : f. So finden wir also $\frac{s_1}{6a + 2c + f} = 1$ oder $s_1 = 6a + 2c + f$ als Gleichung der Sättigungsebene.

Da nun aber $a = h - (c + f)$, wobei h die Höhe des Osannschen Dreiecks sei, haben wir:

$$6\{h - (c + f)\} + 2c + f = s_1$$
$$6h - 6c - 6f + 2c + f = s_1$$
$$5f + 4c + s_1 - 6h = 0.$$

Und, da Osann h = 20 genommen hat

$$5f + 4c + s_1 - 120 = 0,$$

eine Gleichung, welche übereinstimmt mit

$$Ax + By + Cz + D = 0,$$

welche Gleichung eine Ebene darstellt.

Der geometrische Ort aller Sättigungspunkte ist:

$$s_1 = 120 - (5f + 4c)$$

Für den Endpunkt A ist

$a = 20$, $c = 0$ und $f = 0$,

somit $s_a = 120$

Für den Endpunkt C ist

$a = 0$, $c = 20$ und $f = 0$,

somit $s_c = 120 - 4c$

$= 120 - 80 = 40$

Für den Endpunkt F ist

$a = 0$, $c = 0$ und $f = 20$,

somit $s_f = 120 - 5f$

$= 120 - 100 = 20.$

Die Sättigungsebene schneidet also die Ordinate über A in 120, diejenige über C in 40 und diejenige über F in 20 Einheiten, d. h. in den Punkten A_s, C_s und F_s; siehe Fig. 1.

Will man den SiO_2-Wert eines Gesteines zur Darstellung bringen, so muß man den Osann'schen Wert s proportional umändern im gleichen Verhältnis wie $(A + C + F) : (a + c + f)$, also $(A + C + F) : 20 = s : s_2$

$$s_2 = \frac{20s}{A + C + F}$$

Fig. 1.

Die Gleichung der Sättigungsebene ist in der Dreiecksebene auf schiefwinkelige Koordinaten bezogen. Will man diese in rechtwinkelige Koordinaten umrechnen, so verlegt man am bequemsten den Koordinaten 0-Punkt in eine der Dreiecksseiten, z. B. in A. Dann sind die Koordinaten eines Punktes im Dreieck bezogen auf die drei sich in 60^0 schneidenden schiefwinkeligen Koordinaten c, f und $20 - a$ oder $c + f$.

Behalten wir z. B. die Ordinate senkrecht auf der Dreieckseite AC als die Ordinate für das rechtwinkelige Koordinaten-

system bei und nehmen wir die Seite AC als die Abszisse, so ergeben sich folgende rechtwinkelige Koordinaten:

$$\text{als Ordinate } y_1 = f$$
$$\text{als Abszisse } y_2 = (f + 2c)\,\tfrac{1}{3}\sqrt{3}.$$

Die Gleichung der Ebene im rechtwinkeligen Koordinatensystem lautet dann

$$3y_1 + 2y_2\sqrt{3} + s_1 - 120 = 0.$$

In der eben beschriebenen Darstellungsweise liegen also alle Gesteine in einem Prisma, welches zur Grundfläche ein gleichseitiges Dreieck hat.

Ein reines Quarzmagma würde in unendlicher Entfernung über der Grundfläche des Prismas liegen. Ist $s_2 > s_1$, oder, um mit Osann zu reden, $k > 1$, so liegt der Punkt, der das Gestein darstellt, oberhalb der das Prisma abstumpfenden Sättigungsebene. Ist $s_2 < s_1$ oder $k < 1$, so kommt es nicht zur Bildung eines oder mehrerer der angenommenen Moleküle, wie sie durch die Beziehung $\frac{s}{6A + 2C + F}$ angenommen wurden.

Durch diese Beziehung wurde für

A $(K, Na)Al_2SiO_6O_{16}$ (Feldspat)
C $CaAl_2Si_2O_8$ (Anorthit)
F $(MgFe)Si_2O_6$ (Pyroxen)

angenommen.

Ist $s_2 < s_1$, ist das Gestein also nicht gesättigt mit SiO_2, so kommt es zur Bildung von Olivinsilikat, oder freier Oxyde, oder Feldspatstellvertretern. Das Anorthitmolekül kommt immer zur Ausbildung[1]. In der besprochenen Raumprojektion des Chemismus der Gesteine kommt dem Werte s_2 für SiO_2 eine bevorzugte Stelle zu. Da aber das Verhältnis $a:c:f$ wichtiger ist zur Charakterisierung eines Gesteines als s_2, so dürfte diese ungleiche Behandlung von s_2 gegenüber a, c und f berechtigt sein.

Die Tetraeder-Projektion.

Vom geometrischen Standpunkte betrachtet, hat aber eine andere Art Projektion mehr Berechtigung. Wie man in einer Ebene drei Koordinaten, die in einem Abhängigkeitsverhältnis stehen, darstellen kann, können im Raume vier Koordinaten, die in einem Abhängigkeitsverhältnis stehen, dargestellt werden. Wir können die Osann'schen Werte A, C, F und s, deren Summe = x sein soll, umrechnen zu a', c', f' und s', wobei $a' + c' + f' + s' = h$ und h einen konstanten Wert darstellt, z. B. 100.

[1] Becke, l. c. Tschermak. **22.** -216-.

Analog zu dem Satze, den wir im gleichseitigen Dreieck brauchten, können wir hier den Satz aus der Stereometrie anwenden, daß die Summe der Abstände von einem Punkte innerhalb eines regelmäßigen Tetraeders zu den vier Seitenflächen gleich der Höhe des regelmäßigen Tetraeders ist, also konstant ist.

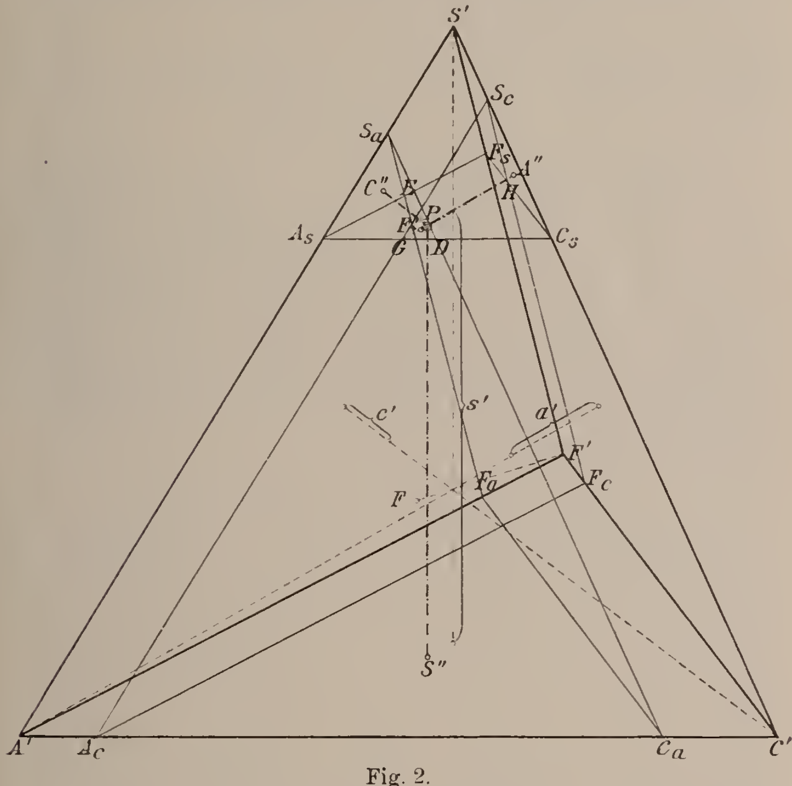


Fig. 2.

Für die auf 100 umgerechnete Summe von OSANN's Werten A, C, F und s bekommen wir die Werte a′, c′, f′ und s′ folgendermaßen:

$$a' = \frac{100\,A}{A + C + F + s}, \quad c' = \frac{100\,C}{A + C + F + s}, \quad f' = \frac{100\,F}{A + C + F + s},$$

$$s' = \frac{100\,s}{A + C + F + s}$$

Da s′ (die $Si\,O_2$-Ordinate) in den meisten Gesteinen bedeutend größer ist als a′, c′ und f′, so werden die Punkte, welche diese Gesteine darstellen, alle ziemlich nahe zusammmenzuliegen kommen.

Nennen wir die Grundfläche A′, C′, F′ (siehe Fig. 2) ein gleichseitiges Dreieck und den vierten Punkt des Tetraeders S′,

so werden die meisten Gesteine in der Nähe von S′ zu liegen kommen. Ein reines SiO_2-Magma liegt in S′.

Die Sättigungsfläche für SiO_2 muß hier der Gleichung $6a' + 2c' + f' = s'$ genügen. Da aber $f' = 100 - (a' + c' + s')$ ist, so bekommt man:

$$6a' + 2c' + 100 - (a' + c' + s') - s' = 0$$
$$5a' + c' - 2s' + 100 = 0.$$

Und der geometrische Ort aller Sättigungspunkte ist:

$$s' = \frac{5a' + c' + 100}{2}.$$

Ein Nachteil dieser Projektion ist aber der, daß die Figur komplizierter wird als diejenige des regelmäßigen dreiseitigen Prismas. Den Ort eines bestimmten Gesteines findet man dadurch, daß man im Abstande s′ parallel zur Ebene A′ C′ F′ eine Ebene A_s C_s F_s anbringt; im Abstande a′ parallel zur Ebene C′ F′ S′ eine Ebene C_a F_a S_a, diese schneidet die Ebene A_s C_s F_s in der Geraden DE; zuletzt im Abstande c′ parallel zur Ebene A′ F′ S′ eine Ebene A_c F_c S_c anbringt; diese schneidet die Ebene A_s C_s F_s in der Geraden GH. Der gesuchte Punkt liegt im Schnittpunkt P der Geraden DE und GH.

$$PS'' = s',\ PA'' = a',\ PC'' = c' \text{ und } PF'' = f'.$$

Für Darstellungen auf Papier, in Zeitschriften, Lehrbüchern etc. scheint die Tetraederprojektion ein wenig zu kompliziert. Man kann auch keine Verhältnisse der Zahlenwerte s′, a′, c′ und f, direkt ablesen. Dem wäre dadurch abzuhelfen, daß man die vier Höhenlinien des Tetraeders je z. B. in zehn Teile einteilen würde, und dann diese Teile durch parallele Verschiebung auf den Geraden PS″, PA″, PC″, PF″ anbringen würde. Wie man aber auch die Projektion des Tetraeders auf die Zeichenebene wählt, immer wird eine Höhenlinie, hier die Gerade F′ F, stark verkürzt erscheinen und der Teil einer solchen Strecke schon ziemlich klein werden. Und oft werden wir bedeutend kleinere Teile abtragen müssen, als in dem gewählten Beispiel geschehen ist. Für den in Fig. 2 gezeichneten Fall ist $s' = 70$, $a' = 15$, $c' = 10$ und $f' = 5$ angenommen; also ein nicht sehr saures Gestein. Die abgetragenen Werte werden in diesem Fall $\frac{70}{100} = \frac{14}{20}$, $\frac{15}{100} = \frac{3}{20}$, $\frac{10}{100} = \frac{2}{20}$, $\frac{5}{100} = \frac{1}{20}$ der durch die perspektivische Verkürzung verschieden lang erscheinenden vier Höhen des Tetraeders. Je saurer das Gestein ist, desto größer ist der Wert s′, desto mehr wird sich der Punkt P der Ecke S′ des Tetraeders nähern, desto kleiner wird die Summe von a′, c′ und f′, desto schwieriger wird die Konstruktion, vom zeichnerischen Standpunkt aus betrachtet, durch-

zuführen sein. Aber kein einziges Gestein tritt aus dem Rahmen des Tetraeders heraus, was sicher ein Vorzug dieser Projektion ist.

Praktische Anwendung der Prisma-Projektion.

Für Publikationen scheint mir die Prisma-Projektion am geeignetsten. Die Konstruktion und zeichnerische Darstellung des Punktes P ist nicht nur viel einfacher, die Prisma-Projektion besitzt auch einen inneren Vorzug. Die moderne Betrachtung des Gesteinschemismus beruht oft auf einer Diskussion der Osann'schen Werte, und diese werden in der Prisma-Projektion beibehalten. Da haben a, c und f eine konstante Summe, während in der Tetraeder-Projektion a′, c′ und f′ eine variable Summe besitzen und somit nicht ohne weiteres die Osann'sche Betrachtungsweise verwendet werden kann.

Während bei Osann die Summe von a, c und f = 20 angenommen wird, habe ich in der Prisma-Projektion diese Summe = 10 gesetzt. Dadurch bekommt man ein weniger dichtes Netz in der Grundfläche des Prismas, während die Osann'schen Werte nach Division durch zwei ohne weiteres verwendet werden können; last not least kommt eine Umrechnung auf 10 einer prozentualischen Umrechnung sehr nahe und ist auch darum vorzuziehen. Um aber die Prisma-Projektion für Publikationen brauchbar zu machen, muß man die SiO_2-Koordinate, also den s_2-Wert in kleinerem Maßstabe auftragen, wie die Werte a, c und f. Dafür dürfte die Verkürzung auf $\frac{s_2}{2}$ eine verwendbare Figur geben (vergl. Fig. 1). Die Sättigungsordinaten werden dann in A $\frac{6 \cdot 10}{2} = 30$, in C $\frac{2 \cdot 10}{2} = 10$ und in F $\frac{1 \cdot 10}{2} = 5$ Einheiten des Osann'schen Dreiecks. Statt s_2 wird $\frac{s_2}{2}$ aufgetragen. Als Beispiel in Fig. 1 wurde der Typus Hauzenberg von Osann[1] gewählt.

$$a = 12,\ c = 2,\ f = 6$$

oder auf die Summe 10 umgerechnet:

$$a = 6,\ c = 1,\ f = 3.$$

Da A = 6,45, C = 0,96 und F = 3,43 ist, ist A + C + F = 10,84. Osann's Wert s = 81,74. Aus dem Verhältnis

$$(A + C + F) : (a + c + f) = s : s_2$$

findet man

$$s_2 = \frac{s\,(a + c + f)}{A + C + F} = \frac{10\,s}{A + C + F}.$$

[1] Osann, l. c. 19. -379-.

Setzen wir in dieser Formel die betreffenden Werte ein, so erhalten wir

$$s_2 = \frac{81{,}74 \times 10}{10{,}84} = 75{,}4$$

und $\frac{s_2}{2} = 37{,}7$, so daß in der Prisma-Projektion für den Typus Hauzenberg folgende Werte projiziert werden:

$$a = 6,\ c = 1,\ f = 3 \text{ und } \frac{s_2}{2} = 37{,}7.$$

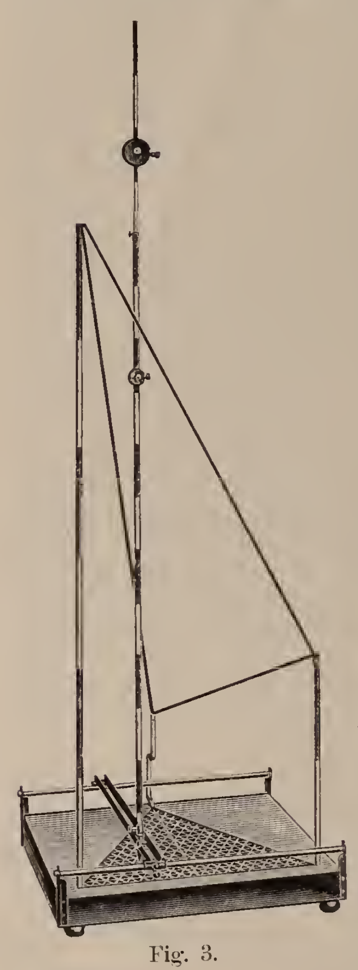


Fig. 3.

Fig. 3 stellt eine photographische Aufnahme des Modells der Prisma-Projektion dar. Das Modell wurde von Herrn A. Dreyer, Abwart der mineralogischen und geologischen Sammlungen der eidgenössischen polytechnischen Hochschule und der Universität in Zürich, in zuvorkommender Weise hergestellt. Ich möchte Herrn Dreyer auch an dieser Stelle für die sorgfältige Ausführung meinen Dank aussprechen.

Die Höhe des Osann'schen Dreiecks beträgt an dem Modell 40 cm, die $Si\,O_2$-Ordinaten wurden auch hier auf $\frac{1}{2}$ der richtigen Größe dargestellt. Die $Si\,O_2$-Ordinaten betragen demnach

über A $\frac{6 \times 40 \text{ cm}}{2} = 120$ cm,

über C $\frac{2 \times 40 \text{ cm}}{2} = 40$ cm

und über F $\frac{1 \times 40 \text{ cm}}{2} = 20$ cm.

Für die Darstellung des Chemismus irgend eines Gesteins ist eine bewegliche $Si\,O_2$-Ordinate angebracht. Diese $Si\,O_2$-Ordinate, aus Messingrohr hergestellt, ist über eine Brücke um die Höhe des Osann-schen Dreiecks verschiebbar. Die Brücke, die 5 cm über dem Dreieck liegt, ist selber wieder verschiebbar zwischen den Punkten A und C. Durch Kombination dieser zwei senkrecht aufeinander verlaufenden Bewegungsrichtungen kann die $Si\,O_2$-Ordinate über jeden beliebigen Punkt des Osann'schen Dreiecks gestellt werden. Der

Wert s_2 wird durch eine Kugel von 5 cm Durchmesser angezeigt, welche auf der SiO_2-Ordinate verschiebbar angebracht ist. Den Wert s_1 braucht man nicht aus der Formel $\frac{s_1}{6a + 2c + f} = 1$ zu berechnen, sondern man kann ihn direkt ablesen, weil er die Distanz vom Osann'schen Dreieck bis zum Durchstoßpunkt der SiO_2-Ordinate mit der Sättigungsebene darstellt. Dieser Durchstoßpunkt wird leicht gefunden durch Auflegen eines Stückes Karton auf der durch Metalldrähte hergestellten Sättigungsebene. Der Punkt s_1 wird durch eine kleinere Kugel von 3 cm Durchmesser dargestellt, die wiederum auf der SiO_2-Ordinate verschiebbar ist.

Ueber das Verhalten einiger durch Verwitterung entstandener Tonerde-Kieselsäure-Mineralien.

Von **R. van der Leeden** in Berlin.

(Schluß.)

Dieser letztere Umstand muß uns zu der Frage führen, welches denn das Verhalten dieser Mineralien gegen reines Wasser sei. Die Vermutung, daß sie nicht unverändert in Lösung gehen, daß vielmehr aus ihnen die austauschfähigen Basen herausgelöst, sie selbst also schon durch Wasser zersetzt werden, habe ich im Falle eines von Island stammenden Desmins bestätigt gefunden [1].

Die Zusammensetzung desselben war folgende:

SiO_2	54,55 %
Al_2O_3	17,81 „
Fe_2O_3	0.24 „
CaO	8,71 „
MgO	1,10 „
Alkalien	1,57 „
Glühverlust	16,03 „
	100,01 %

1 g dieses Zeoliths wurde fein gepulvert und 96 Stunden lang im Schüttelapparat bei Zimmertemperatur mit 100 ccm destilliertem Wasser [2] in Berührung gehalten. Das Filtrat war nach Beendigung des Schüttelns trübe. Nach zweitägigem Stehen hatte sich in ihm ein geringer Absatz gebildet, von dem die

[1] Schon 1851 hat H. Rose die Unbeständigkeit der Zeolithe gegen kochendes Wasser beobachtet: Pogg. Ann. 82, 560.

[2] in einem Paraffin-Gefäß. Hierdurch sollte die Einwirkung der aus dem Flaschenglas löslichen Alkalien und Erdalkalien vermieden werden.

Flüssigkeit dekantiert wurde; sie enthielt nach abermaligem Filtrieren:

SiO_2	2,6 mg
Al_2O_3	4,0 „
CaO	5,0 „

Es ist auf den ersten Blick zu erkennen, daß das Verhältnis von Kalk, Kieselsäure und Tonerde in der Lösung ein ganz anderes ist, als im Desmin selbst. Um einen bequemen Vergleich der gefundenen Werte zu ermöglichen, lasse ich hierunter die entsprechenden „Löslichkeitsfaktoren" für Desmin und für einen unter genau den gleichen Bedingungen mit Wasser behandelten Allophan (aus der Gegend von Visé in Belgien), also ein gelartiges Mineral, folgen[1]. Die „Faktoren" ergeben, mit der Promillezahl des betreffenden Bestandteils (SiO_2, Al_2O_3, CaO usw.) multipliziert, direkt die in Lösung gegangene Menge in Milligrammen, z. B.:

Desmin enthält

545,5 ‰ SiO_2; hiervon gingen in Lösung: 2,6 mg.

Wird der Faktor mit „n" bezeichnet, so ist

$$545{,}5 \times n = 2{,}6 \text{ (in Milligrammen)},$$
$$\text{also } n = 0{,}00476.$$

Tabelle.

(Abgerundete Faktorenzahlen, die das Verhältnis der gelösten zur ursprünglich vorhandenen Menge des betreffenden Bestandteils in Dezimalzahlen angeben.)

	Desmin:	Allophan:
SiO_2	0,0047	0,01
Al_2O_3 . . .	0,023	0,0085
CaO	0,06	0,08

[1] Vergl. auch Tabelle I auf p. 177.

Analyse des angewandten Allophans:

SiO_2	21,37 %
Al_2O_3	32,89 „
Fe_2O_3	0,81 „
CaO	1,91 „
MgO	0,91 „
Alkali	1,77 „
Glühverlust	39,67 „
CuO	0,69 „
Sa.	100,02 %

In Lösung wurde nach 96stündigem Schütteln mit Wasser gefunden:

SiO_2	2,4 mg
Al_2O_3	2,8 „
CaO	1,5 „

Es ist leicht ersichtlich, daß, wenn irgend ein Stoff in 100 ccm Wasser nach 96 stündigem Schütteln gerade löslich wäre, die Faktoren sämtlich = 1 sein müßten, und daß, falls er unzersetzt teilweise in Lösung ginge, sich für alle Faktoren ein und derselbe Wert ergeben würde. Zieht man ferner in Betracht, daß die größere oder geringere Löslichkeit eines Bestandteils — ohne Rücksicht auf die Menge desselben in Prozenten des untersuchten Minerals und ohne Rücksicht auf den ursprünglichen Wassergehalt — durch die gefundene Zahl (n) sofort erkennbar wird, so wird man auch den hier gezogenen Vergleich als statthaft anerkennen[1].

Denn, da die Menge des Lösungsmittels und die Menge der angewandten Substanz in beiden Fällen dieselbe ist, so dürfen wir die in der Tabelle angegebenen Faktoren, die das Verhältnis der gelösten zur ursprünglich vorhandenen Menge des betreffenden Bestandteils bezeichnen, als Maß für die Löslichkeit der einzelnen Oxyde betrachten.

Die Löslichkeit des Kalks übersteigt, wie wir der Tabelle entnehmen können, diejenige der Kieselsäure beim Behandeln von isländischem Desmin mit kaltem Wasser um mehr als das Zwölffache. Beim Allophan von Visé, der seinen Kalkgehalt zweifellos durch Adsorption gebunden hält, verhält sich die Löslichkeit des Kalks zu derjenigen der Kieselsäure wie 8 : 1. Ferner wird dem Desmin durch Wasser verhältnismäßig fünfmal mehr Tonerde entzogen als Kieselsäure, während beim Allophan das Verhältnis der Faktoren 0,01 : 0,0085 anzeigt, daß das Tonerde-Kieselsäure-Hydrogel-Gemenge als solches unzerlegt in Lösung geht. Ausschlaggebend erscheint mir vor allem, daß nach diesen

---

[1] Allerdings ist zuzugeben, daß die Konzentrationen der Kalklösungen in beiden Fällen verschiedene sind, und zwar:

	a) Desmin:	b) Allophan:
Gesamtgehalt an Kalk	1,5 mg-Molekel	0,34 mg-Molekel
davon gelöst in 100 ccm H_2O fast	0,1 „ „	0,026 „ „

Die schließlich sich ergebende Lösung ist also bei Desmin etwa um das Vierfache konzentrierter, als bei Allophan. Würde im ersteren Falle eine entsprechende (vierfache) Verdünnung vorgenommen, so würde voraussichtlich die Löslichkeit des Desminkalks derjenigen des Kalks im Allophan gleichkommen, oder sie übersteigen. Eine beträchtliche Änderung der für Desmin gefundenen Werte ist jedoch erst bei sehr großen Verdünnungen zu erwarten, denn nach meiner Auffassung ist das van Bemmelen'sche Verteilungsgesetz (vergl. Zeitschr. anorg. Chem. 23, 111, 321. Jahrg. 1900) auch hier anwendbar. Nach diesem Gesetz entspricht das Verhältnis der adsorbierten zur gelösten Substanzmenge einer Konstanten, die ihren Wert erst bei Zusatz von sehr großen Wassermengen erheblich ändern würde.

Versuchen der Kalk im Desmin nicht fester gebunden erscheint als im Allophan — da er ja fast genau die gleiche Löslichkeit zeigt (Faktor 0,06 für Desmin, 0,08 für Allophan), und daß der untersuchte Desmin schon durch destilliertes Wasser zerlegt wird.

Man wird die Möglichkeit in Erwägung ziehen müssen, daß auch noch andere Zeolithe die gleiche Eigenschaft aufweisen. Dies würde den Schluß nahelegen, daß diese Mineralien sich aus gefällten Hydrogelen unter bestimmten Gleichgewichtsbedingungen an Stellen bildeten, an denen sie, einmal entstanden, der Einwirkung fließenden (oder atmosphärischen) Wassers entzogen waren[1]. Wir werden in dieser Vermutung bestärkt durch die Resultate einer Untersuchung von van Bemmelen über Kieselsäure-Hydrosol- und Barytlösung[2], welche zeigen, daß die Adsorption der Base durch Kieselsäure der Bildung einer chemischen Verbindung stets dann vorangeht, wenn die Konzentration dieser Base in der wässerigen Lösung ein bestimmtes Maß noch nicht erreicht hat.

Mag man nun auch bei den Zeolithen auf Grund der bisherigen Analysen stöchiometrische Verhältnisse annehmen, so wird doch voraussichtlich das Band, welches die einzelnen Bestandteile derselben verbindet, als nicht stärker erkannt werden, wie jenes, welches in den Adsorptionsverbindungen wirksam ist. Da überdies der Wassergehalt bei den Zeolithen ein sehr verschiedener sein kann, ohne daß sie ihre Kristallgestalt aufgeben, so ist es nicht unbedingt notwendig, bei Zeolithen ein und derselben Kristallform auch eine konstante Zusammensetzung vorauszusetzen (vergl. die Analysen des Chabasits).

Aus allem Gesagten geht hervor, daß der Begriff der „amorphen Zeolithe“ zusammenfällt mit demjenigen der „Adsorptionsverbindungen“ oder „gemengten Gele“ und daß wir nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse nicht imstande sind, für die wesentlichen Bestandteile des Verwitterungssilikats im Ackerboden irgend welche Strukturformeln gelten zu lassen. Bis auf weiteres wird die freilich noch des weiteren Ausbaues bedürftige Anschauung von van Bemmelen, wie sie auf p. 141 dargelegt wurde, als Voraussetzung künftiger Untersuchungen beizubehalten sein.

Ich möchte nicht unerwähnt lassen, daß ich die Studien von R. Gans, welche sich auf das verschiedene Verhalten des an Tonerde einerseits, an Kieselsäure andererseits gebundenen Alkalis

---

[1] Vergl. Stremme, Mon.-Ber. Deutsch. geol. Ges. 62 1910. 126—128.
[2] van Bemmelen, Zeitschr. f. anorgan. Chem. 36. 1903. 393.

gegen Chlorammoniumlösung beziehen, für sehr wichtig erachte. Daß solche Silikate, deren basischer Bestandteil an Tonerde gebunden ist, besonders leicht austauschen, hat GANS bewiesen und er nimmt daher in den Zeolithen mit Recht eine unmittelbare Verbindung von Kalk und Tonerde an („Aluminatsilikate“). Im Sinne meiner vorstehenden Ausführungen hätte die Adsorptionsverbindung von Tonerde mit Kalk, deren Anwesenheit im Ackerboden ich — in Übereinstimmung mit VAN BEMMELEN — in kolloider Form annehme, sehr ähnliche Eigenschaften wie die „Aluminatsilikate“ von GANS. Die Frage, ob das von Kieselsäure adsorbierte Alkali weniger leicht gegen Ammoniak ausgetauscht wird, als das durch Tonerde zurückgehaltene, bedarf somit vor allen Dingen der experimentellen Klärung. Um deutlich erkennen zu lassen, inwiefern sich die Löslichkeit des von mir untersuchten Zeoliths (Desmin) von derjenigen eines unzweifelhaft in stöchiometrischen Verhältnissen vorliegenden Tonerde-Silikats — des Zettlitzer Kaolins — einerseits, von Tonerde-Kieselsäure-Gel-Gemengen (Allophan [1]) (Halloysit [2]) andererseits unterscheidet, füge ich hier noch eine Tabelle an, deren Zahlen wiederum, wie auf der ersten Tabelle, (p. 177) die Löslichkeitsfaktoren wiedergeben sollen [3].

Die Leichtigkeit, mit der die Bestandteile des Zeoliths auch in verdünnter Essigsäure in Lösung gehen, ist ein fernerer Beweis für die lockere Bindung derselben im Desmin.

Tabelle I.

Faktoren für Essigsäure ($\frac{1}{1}$ normal)

(abgerundet auf 3, bezw. 4 Dezimalen).

	Kaolin von Zettlitz	Allophan (von Visé, Belgien)	Halloysit (v. Herrnberg b. Aachen)	Desmin (Island)
SiO_2	0,002	0,060	0,012	0,093
Al_2O_3	0,007	0,080	0,060	0,31
CaO	(0,03) [4]	(0,65)	(0,4)	0,25

[1] Von Visé in Belgien.

[2] Von Herrnberg bei Aachen.

[3] Die Bedingungen waren in allen Fällen dieselben: 1 g lufttrockene Substanz wurde bei Zimmertemperatur mit 100 ccm Flüssigkeit 96 Stunden lang im Schüttelapparat in Berührung gehalten.

[4] Die Faktoren für Kalk sind eingeklammert bei denjenigen Mineralien, die nach ihrer theoretischen Formel keinen Kalk enthalten.

Faktoren für destill. Wasser.

	Kaolin (Zettlitz)	Allophan (von Visé, Belgien)	Halloysit (v. Herrnberg b. Aachen)	Desmin (Island)
SiO_2	0,007	0,01	0,0024	0,0047
Al_2O_3	0,006	0,0085	0,0045	0,023
CaO	(0,2)	(0,08)	(0,27)	0,06

Als Grundlage für die Berechnung vorstehender Faktoren im Sinne der auf p. 174 gegebenen Erläuterung dienten die auf der nachfolgenden Tabelle II angegebenen Analysenresultate:

Tabelle II.

	Zettlitzer Kaolin			Allophan (Visé) (kupferhaltig)		
	a)	b) Milli-gramme	c) Milli-gramme	a)	b) Milli-gramme	c) Milli-gramme
SiO_2 . .	47,3 %	3,2	0,8	21,37 %	2,4	13,1
Al_2O_3 . .	41,7 „	2,6	3	32,89 „	2,8	27,4
Fe_2O_3 . .	0,2 „	1,2	1,6	0,81 „	0,8	3,1
CaO . .	0,85 „	1,7	2,6	1,91 „	1,5	12,2
MgO . .	0,49 „	3	4,6	0,91 „	2,8	2,5
Alkalien .	2,06 „	—	—	1,77 „	—	—
Glühverlust	7,54 „	—	—	H_2O 39,67 „ CuO 0,69 „	—	—
	(100,14)	—	—	(100,02) %	—	—

	Halloysit (Aachen)			Desmin (Island)		
	a) Prozent	b) Milli-gramme	c) Milli-gramme	a) Prozent	b) Milli-gramme	c) Milli-gramme
SiO_2 . .	40,12	1	4,7	54,55	2,6	51
Al_2O_3 . .	35,37	1,6	21,5	17,81	4	55,4
Fe_2O_3 . .	0,38	0,7	1,6	0,24	Spuren	2
CaO . .	0,48	1,3	2	8,71	5	20,4
MgO . .	0,17	—	—	1,10	—	—
Alkalien .	0,72	—	—	1,57	—	—
Glühverlust	22,70	—	—	16,03	—	—
	(99,94)	—	—	(100,01)	—	—

Unter Spalte a) ist der jeweils bei der Gesamtanalyse gefundene Prozentgehalt verzeichnet. Ferner ist aus Spalte b) die aus 1 g der lufttrockenen Substanz durch 96stündiges Schütteln mit 100 ccm destilliertem Wasser bei Zimmertemperatur von jedem Bestandteil in Lösung gegangene Menge in Milligrammen; aus Spalte c) die aus 1 g der lufttrockenen Substanz durch 96stündiges Schütteln mit 100 ccm $\frac{1}{1}$ normaler Essigsäure bei Zimmertemperatur von jedem Bestandteil in Lösung gegangene Menge in Milligrammen zu entnehmen. Die Zahlen in den Spalten b) und c) sind korrigiert, d. h. es sind diejenigen kleinen Mengen Kieselsäure, Tonerde usw. in Abzug gebracht, die bei 96stündigem Schütteln der Flüssigkeit allein in Glasflaschen aus dem Glase herausgelöst werden. Beim Schütteln von Desmin mit Wasser brauchte eine solche Korrektur nicht stattzufinden, da hier, wie auf p. 173 erwähnt, ein Paraffingefäß angewandt wurde.

Berlin, Mineralog.-petrograph. Institut. Dezember 1910.

Ueber den oberen Hauptmuschelkalk Frankens.

Von **Otto M. Reis**.

G. Wagner veröffentlichte in dies. Centralbl. 1910. 23. eine vorläufige Mitteilung über den oberen Hauptmuschelkalk Frankens. Meine sehr bald erscheinenden „Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen unteren und mittleren Trias“ bringen auch über obige Abteilung einige Profile mit Schlußfolgerungen, soweit sie in Aufnahmsgebieten von Dr. Schuster und mir sich befinden, bezw. ihm nahe liegen. Bei der Tendenz meiner Arbeit „Beiträge zur Morphologie der Gesteinsbildungen und zur Kenntnis der Geschehnisse während der Ablagerung“ zu bieten. wurde bezüglich des oberen Hauptmuschelkalks auch die Beziehung der Tonfazies (Ostrakodentone) und der Kalkfazies (*Trigonodus*-Kalk) erörtert und die Schlußfolgerung gezogen, daß der letztere zu einem großen Teile unter der Hauptmasse der Ostrakodentone liege, sowie daß er tiefere und höhere Abschnitte der letzteren vertrete und in noch tieferen Horizont hinabreiche. Die Bezeichnung Ostrakodentone wurde festgehalten. Obwohl Sandberger in ihnen *Ceratites semipartitus* nicht erwähnt, wurde in dem allerdings nicht allzugroßen Beobachtungsgebiet des oberen Hauptmuschelkalks doch aus typischen Ostrakodenschiefern *C. semipartitus* als Seltenheit erwähnt, der aber erst öfter in einer Bonebedockerlage der untersten Ostrakodentone häufiger ist. Da die gemachten Funde Anzeichen der Umlagerung bezw. der Verwetzung und Überwachsung trugen, wurde die Ansicht ausgesprochen, daß das Fossil

(in Begleitung der Entstehung einer beobachteten Geschiebelage) hier an zweiter Lagerstätte ruhe, d. h. aus den von Sandberger eigentlich so genannten *Semipartitus*-Schichten stamme. Nach G. Wagner's Feststellungen ist indessen diese Ostrakodenregion die primäre Lage des C. *semipartitus* typ. em. Philippi, wobei ich ihm jetzt auch zustimme. Von allgemeinerer Wichtigkeit war mir in der Grenzregion zwischen Ostrakodentonen und *Semipartitus*-Schichten (Sandb.) eine Bank mit *Terebratula (Coenoth.) vulgaris*, welche sowohl innerhalb des Gebietes der Tonfazies wie innerhalb des Gebietes der Kalkfazies auftritt. G. Wagner mißt ebenfalls dieser Bank eine, und zwar stratigraphisch leitende Bedeutung bei. Sie trennt nach ihm die „Bairdienletten" von der „*Dorsoplanus*-Zone", d. h. Ostrakodentone und *Trigonodus*-Kalk, welchen er „etwa = der *Dorsoplanus*-Zone" stellt. Hierfür ist zu erwähnen, daß in meinen Profilen das Vorkommen von *C. semipartitus* unter der Terebratelbank im *Trigonodus*-Kalk von Sommerhausen hervorgehoben wurde; wie Eb. Fraas schon das Vorkommen von *Semipartitus*, d. h. eine dickere Varietät in den tieferen Schichten dieser Region angibt und E. Philippi nach Fraas schon eine Vertretung der *Semipartitus*-Schichten durch den *Trigonodus*-Kalk vermutet, so kann ich G. Wagner bestätigen, daß dieser *Semipartitus* bei Sommerhausen der dickeren Varietät angehört, d. h. nach E. Philippi's Artentrennung als *Ceratites dorsoplanus* zu bezeichnen wäre; es ist in meiner Arbeit unterlassen, diese rein paläontologische Scheidung nach den eingeschlossenen Ceratiten [1] durchzuführen und zu betonen.

Bestätigen kann ich ferner die Möglichkeit scharfer Trennung von Lettenkohle und Muschelkalk an allen Stellen, obwohl von beiden Seiten starke Faziesannäherungen vorhanden sind, wie auch besonders in letzterem in ziemlicher Verbreitung eine Bonebedlage auftritt, die sogar im *Trigonodus*-Kalk bei Rothenburg o. T. sandig wird und sich mehrfach wiederholt.

Zweifellos bringt die stratigraphische Darstellung G. Wagner's eine Klärung in dem noch bisher ungewiß gebliebenen; aus einem Vergleich der Mächtigkeiten der *Semipartitus*-(Ostrakoden-)Schichten folgert Wagner ein von W nach O bezw. NW und SO und N nach S stattfindendes Auskeilen der *Semipartitus*-Schichten, welches er auf eine im Südosten am stärksten einsetzende Hebung zurückführt; diese Hebung wird als die Ursache der stark welligen Kalke im *Semipartitus*-Horizont betrachtet.

Wie Wagner richtig angibt, umfaßt gegen Osten (Marktbreit) der *Trigonodus*-Kalk höhere Horizonte (Bairdienletten oder obere

---

[1] Der *Dorsoplanus*-Zone G. Wagner's im Schwäbischen entsprechen danach in der nordfränkischen Tonfazies Sandberger's „*Semipartitus*-Schichten", welche Bezeichnung ich beibehalten habe, da hier jedenfalls die Hauptverbreitung dieses Cephalopodentypus zu verzeichnen ist.

Terebratelzone); das von mir mitgeteilte Profil von Sommerhausen bestätigt das; aber auch die Tatsache, daß bei Rottendorf OA. Würzburg in den dünnen Zwischenlagen des *Trigonodus*-Kalks Ostrakoden vorkommen, schien mir ein Beweis zu sein, daß schon in unserem ganzen Gebiet dieser Schalenkalk einen Teil der Ostrakodentone selbst vertritt.

Weiter konnte ich feststellen, daß am äußersten Vorposten im SSO unseres Gebietes in Rothenburg o. T. die Ostrakodentone zwischen *Trigonodus*-Kalk und Lettenkohle völlig fehlen; von Gümbel erwähnt schon (in Geol. v. Bayern. II. p. 715) in der Hauptmasse des *Trigonodus*-Kalkes die *Terebratula vulgaris*; nach einem Sammlungsstück[1] vom Siedhaus (zwischen Straße nach Gebsattel und Eckhardsberg) ist es einesteils eine selbständige Bank, andernteils ein im *Trigonodus*-Kalk aufgegangenes Lager, welches der oberen Haupterebratelbank nach G. Wagner entspricht; ich habe sie im Norden von Rothenburg, ca. 2,70 unter der oberen Grenze wieder gefunden, also eine Bank, die in Kirchheim bei Würzburg ganz oberhalb des *Trigonodus*-Kalks liegt. Nach Obigem folgerte ich, daß also bei Rothenburg die Ostrakodentone (*Semip.*-Sch. i. e. S. nach Wagner) ganz von *Trigonodus*-Kalk aufgezehrt bezw. riffartig ersetzt seien.

Mir mußte es daher fern liegen, bei der Erklärung der Fältelungen, welche die Kalke der Ostrakodentone zeigen (wobei ich auch die von E. v. Koken beobachteten Gekrösebildungen einschloß), auf eine Veränderung des Böschungswinkels des Meeresgrundes durch eine einseitige Hebung zurückzuführen, wenngleich in labiler Gleichgewichtslage befindliche, noch plastische Sedimente auch hiergegen sehr empfindlich sein müssen. Ich glaube hierbei an die Wirkung der Anschoppung größerer Wassermassen als Vorboten der regenreichen Lettenkohlenperiode. Diese müssen auf die jüngsten Sedimente drücken und sobald diese einmal in Böschungsbewegung gekommen sind, werden auch größere Schubkräfte ausgelöst werden können, welche etwas gewalttätigere Erscheinungen hervorgerufen haben könnten, wie ich sie von Randersacker über dem *Trigonodus*-Kalk mitteilte.

Ich habe mich bei der Erklärung auf den von E. v. Koken geäußerten Standpunkt gestellt, daß ein Seitendruck hier nicht wirksam gewesen sein kann, sondern daß ein beträchtlicher Hangendruck hierbei maßgebend war; „maßgebend" nicht nur für die Enge bezw. Weite der Zusammenschiebungsfalten, sondern auch gleichzeitig für die Höhe der Auffaltung; da diese Erscheinungen[2]

[1] Es ist ausdrücklich in den Zetteln festgestellt: Im *Trigonodus*-Kalk einige Meter unter der oberen Grenze des Muschelkalks.

[2] Hierzu sind noch die in dies Gebiet hereinfallenden Forschungen von Arn. Heim (N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. II. p. 136. Rezente und fossile subaquatische Rutschungen etc.) zu erwähnen.

auf große Strecken und Flächen hin eine ziemlich gleichbleibende Größe zeigen, so glaubte ich die Ursache darin zu sehen, daß bei gleichbleibender, ziemlich gleichmäßiger Böschung der Vertikaldruck durch eine starke und weitverbreitete Erhöhung der Wassersäule an allen Stellen gleichzeitig und gleichartig die Schiebungen im Sinne der Böschungsneigung hervorgebracht habe. Auch aus anderen Tatsachen glaubte ich ableiten zu dürfen, daß hier die bewegenden Kräfte der Meeressedimentation und die der Auffältelung der ganzen Lage die nämlichen sein müßten.

Wenn man daher den Ausführungen G. Wagner's über diese Spezialfragen der Formationsgeschichte mit Interesse entgegensehen kann, so sind seine Mitteilungen über Beobachtungen an Stylolithen von begrüßenswerter Wichtigkeit. In meinen Arbeiten hierüber (Geogn. Jahresh. XIV. 1901. p. 67—92 und XVI. 1903. p. 157—167) habe ich nach den Vorgängern Suess und Fuchs die gleiche Anschauung vertreten, welcher nun Wagner Ausdruck gibt; ich mache keinen Unterschied in der Entstehung zwischen Stylolithen und Drucksuturen; es sind lediglich morphologische Unterschiede; man sollte nur von „Zapfen"- und „Spitzen"suturen bei der „Gesteinsverzahnung" sprechen. Meine Ausführungen sind hauptsächlich wegen der allzu geringen Ausdehnung, welche man chemischen Vorgängen bei der Umwandlung der Carbonatgesteine beimißt, nicht allgemein anerkannt worden; A. Heim z. B. steht auf der alten Vorstellung; Potonié hat in der Naturw. Wochenschrift N. F. IX. 8. p. 128. 1910 im Anschluß an eine von Jessen gegebene, allerdings nicht ganz wohlverstandene Darstellung meiner Erklärungen, einer ganz divergenten Entstehungsmöglichkeit Ausdruck gegeben. Ich habe inzwischen reichliches Material im Schaumkalke Frankens zu erneuter Vertretung meines Standpunktes gesammelt; es würde mich freuen, wenn G. Wagner's Resultate die nachträgliche und angekündigte Veröffentlichung jenes überflüssig machen würde. Verwandte Vorgänge werden in dem 39. Kap. meiner demnächst erscheinenden Abhandlung eingehend besprochen.

Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet.

W. Schmidle, Konstanz.

(Fortsetzung.)

2. Die Niederwaldlehme.

Unter den Graslehmen liegt eine weitere, von ihr wohl unterscheidbare Lehmart, bei Thaingen scharf durch eine kaum $\frac{1}{2}$ cm dicke Zwischenschicht getrennt, bei Emmishofen in sie übergehend.

Dieser Lehm ist zäher als der Graslehm, und wenn auch das aufbauende Material dasselbe ist, so sind die Körnchen durchweg kleiner; oft ist es reines Staubmaterial (unter 10 μ), dann und wann finden sich kleinere Steinchen im Material. Nie reagiert der Lehm auf Kalk. Die Bindung ist fester, im Wasser zerfällt er gewöhnlich nicht, nur einmal fand ich die oben beschriebene charakteristische Aufblätterung. Von Wurzelröhrchen ist er ebenfalls durchzogen und spaltet oft an der Grubenwand senkrecht ab. Der Farbe nach ist er blauschwarz, dunkelgelb, blaugelb, bläulich, oft sogar erscheint er in ganz schwarzen Bänken. Trotzdem sind die eckigen Körnchen bei den Graslehmen mit Limonit überzogen und verwittert. Die dunklere Färbung rührt von einem größeren Gehalt an humosen Stoffen her; man findet stets eine Menge kleiner Kohlenpartikelchen, namentlich an den schwarz gefärbten Stellen. Sie rühren von Erlen her. Bei Thaingen liegen große vertorfte Baumstrünke von Erlenholz in ihm, und bei Emmishofen sind sie im liegenden Torfe vorhanden.

In den untersten Partien der dunklen Lehme bei Emmishofen fand ich nach der gütigen Bestimmung von Herrn Dr. Neuweiler in Zürich die Früchte von

Plantago lanceolata L. Auf Wiesen und Triften verbreitet.
Sambucus nigra L. Wälder, Hecken.
Rubus Idaeus L. Wälder, Hecken.
Cornus sanguinea L. Wälder, Hecken verbr. [1].
Stachys silvatica L. Feuchte Wälder, Gebüsche[2].

Aus den ganz schwarzen Schichten bei Thaingen wusch ich ebenfalls nach den Bestimmungen von Herrn Dr. Neuweiler heraus:

Carex riparia Curt. An Gräben, Ufern[3].
„ *pilosa* Scop. In Laubwäldern.
„ *acuta* Good. Gräben, Teiche, Flußufer.
Stachys silvatica L. Feuchte Wälder, Gebüsche.

Die Lehme von Emmishofen zeigen deutliche Einwirkung fließenden Wassers. Es durchziehen sie zwei schwarze Lehmbänder, welche nichts anderes als verwaschene Teile des liegenden Torfes sind. Außerdem findet man kleine Geröllschmitzchen eingestreut, welche von kleinen Bächlein herrühren müssen. Bei

---

[1] Nach Garcke: Flora von Deutschland.

[2] Außerdem noch Traubenkerne. Da mich die Auffindung von Traubenkernen, welche mit rezenten an Größe gut übereinstimmen, sehr überraschte, suchte ich seitdem wieder darnach. *Cornus sanguinea* kam mir wieder unter die Hände, *Vitis vinifera* nicht mehr; trotzdem glaube ich nicht, daß eine Verunreinigung vorliegt.

[3] Nach Garcke: Flora von Deutschland.

Thaingen sind die Lehme oft scheinbar geschichtet; dunklere Bänder, welche von moorigen Stellen herrühren, voll von Erlenholz, wechseln mit blaueren ab, und die obige Florula spricht deutlich, daß hier feuchte Niederungen waren.

Schon die bisherige Beschreibung zwingt uns so die Vorstellung auf, daß die Bildungsstätte dieser Lehme feuchte, von kleinen Gewässern und Tümpel durchzogene Niederungswälder waren (Erlenwälder), welche bei Hochwasser und starken Regengüssen überschwemmt wurden, wodurch der feine Schlamm, der heute den Lehm bildet, abgelagert wurde. Stark strömendes Überschwemmungsgewässer mit Sand und Geröllen erreichte diese Wälder nicht mehr.

Dieses Bild wird bestätigt und ergänzt durch die Schneckenfauna.

1. Bei Emmishofen lebte nach den Bestimmungen Herrn Geyer's:

Vitrina diaphana Drap. An schattigen, feuchten Orten im Gebüsch unter Laub etc.

Hyalina nitens Mich. An feuchten, modrigen Stellen in Wäldern.

Helix (Vallonia) pulchella Müll. Auf Wiesen unter Steinen.

" " *costata* Müll. Auf Wiesen unter Steinen.

" *(Isogonostoma) personata* Lam. In Wäldern unter Steinen und totem Laub.

" *(Fruticola) Hispida* L. Im Gesträuch, auf Wiesen, an Grabenrändern, in Niederungen.

" *(Monacha) incarnata* Müll. In Wäldern und Gebüschen.

" *(Eulota) fradicum* Müll. In Gebüschen, an Ufern.

" *(Arianta) arbustorum* L. An Grabenrändern, in Gebüschen, Hecken und kräuterreichen Laubwäldern.

" *(Tachea) hortensis* Müll. In Gebüschen, lichten Wäldern.

Pupa (Vertigo) pygmaea Drap. Auf nassen, feuchten Wiesen.

" " *antivertigo* Drap. An Gräsern und Gesträuch auf feuchten Wiesen, am Sumpfrand, auch im Walde.

" *(Vertigo) angustior* Jeffr. Auf feuchten Wiesen im Grase.

Clausilia laminata Mont. An moosigen Baumstämmen, feuchten Felsen.

" *lineolata* Held. An feuchten, quelligen Orten im Ufergebüsch unter Laub.

Cionella lubrica Müll. An feuchten, schattigen Orten unter Moos und Steinen.

Succinea Pfeifferi Rssm. An Wasserpflanzen.

" *oblonga* Drap. Nicht durchweg ans Wasser gebunden, auch an trockenen Orten an Rainen, Hecken etc.

Carychium minimum Müll. An sehr feuchten und nassen Orten.

Limnaea peregra Müll. In seichten, stehenden, langsam fließenden Gewässern.

" *truncatula* Müll. In Gräben und Quellen, verläßt zuweilen das Wasser und steigt an Steinen und Pflanzen empor.

Sphaerium corneum L. In stehendem und langsam fließenden Wasser.

Pisidium fontinale C. Pf. In Feldbrunnen, Gräben, langsam fließenden Gewässern.

2. Bei Thaingen

Hyalina nitens Mich. An schattigen, feuchten Orten unter Laub und Holz.

Patula rotundata Müll. In feuchtem, schattigen Walde unter Steinen und Holz.

Helix (Vallonia) pulchella Müll. Auf Wiesen unter Steinen im Grase.

" *(Trichia) hispida* L. Im Gesträuch, an Grabenrändern, Flußufern, auf Wiesen, in den Niederungen am Boden unter Steinen.

" *(Trichia) villosa* Stud. In feuchten Wäldern und Schluchten.

" *(Monacha) incarnata* Müll. In Wäldern und Gebüschen.

" *(Eulota) fruticum* Müll. In Gebüschen, an Ufern.

Helix (Arianta) arbustorum var. *alpicola* Fer. In höheren Gebirgen (Lößform).

" " *arbustorum* L. An Grabenrändern, in Gebüschen, Hecken und kräuterreichen Laubwäldern.

" *(Tachea) hortensis* Müll. In Gebüschen, lichten Wäldern.

Cionella lubrica Müll. An feuchten, schattigen Orten, unter Moos, Steinen.

Succinea putris L. An Teich-, Fluß- und Grabenrändern.

" *oblonga* Drap. Nicht durchweg ans Wasser gebunden, auch an trockenen Orten, an Rainen.

" *oblonga* Drap. Große Lößform.

" *Pfeifferi* Rssm. An Wasserpflanzen.

Carychium minimum Müll. An feuchten, nassen Orten unter Moosen etc.

Limnaea peregra Müll. In seichten, stehenden und langsam fließenden Gewässern.

" *truncatula* Müll. In Gräben und Quellen, verläßt zuweilen das Wasser und steigt an Steinen und Pflanzen empor.

Pisidium pulchellum Jen. In langsam fließenden Gewässern und Teichen.

Vorliegende zwei Faunen stehen unter sich in vorzüglicher Übereinstimmung. Ebenso auffällig unterscheiden sie sich von

denjenigen der Graslehme. Es fehlen bei den letzteren mit Ausnahme der modernen *Helix pomatia* alle größeren Schnecken, bei unseren Lehmen treten sie reichlich auf, und die Kleinformen dagegen so zurück, daß man fast vergeblich nach ihnen sucht. Dann fehlen hier herrschende Arten, welche der Fauna den einheitlichen Charakter auftreten, wie es bei den Graslehmen *Vallonia pulchella* und *Helix hispida* tun. Relativ häufig findet sich noch *H. arbustorum*, jedoch tritt sie nie in diesem Maße hervor. Die Flora ist deshalb keine so ausgesprochen einheitliche. Neben den vorherrschenden Formen, welche feuchte, mit Gebüsch bewachsene Orte oder Gewässer lieben, treten auch ausgesprochene Wiesenformen auf. Es ist nun gewiß kein Zufall, daß gerade diese Arten sich heute in den Flußgenisten häufig finden: *H. pulchella*, *costata*, *hispida*, *Cionella lubrica*, *Pupa muscorum*, *pygmaea*, *Carychium minimum*[1]. Vorliegende Fauna paßt deshalb völlig zu dem oben gewonnenen Bilde eines feuchten, Überschwemmungen ausgesetzten Niederungswaldes, in welchen die feinen Lehme bei Regengüssen und Hochwasser eingeschwemmt wurden.

Bemerkenswert ist ferner, daß in den dunkelsten Lehmbändern Schnecken gewöhnlich fehlen.

Bei Thaingen lebte die alpine Kümmerform von *Helix arbustorum*. Wenn deshalb die Sumpfwaldlehme von Emmishofen relativ jung sind, da an ihrer Basis *Vitis vinifera*-Samen liegen, vorausgesetzt, daß es sich um keine Verunreinigung handelt, so müssen diejenigen von Thaingen bis in den Ausgang des Diluviums zurückgehen. Welche Bedeutung dieser Schluß für das Alter der Thainger Höhlenfunde hat, soll später besprochen werden.

3. Ausbruchsnieschen und Gehängelehme.

An den Nord- und Osthängen der steil zum See oder in die weiten Täler abfallenden Höhenzüge findet man große, in die Molasse eingegrabene Nieschen. Die bezeichnendsten liegen südlich des Langhorns im Steiner Seetal nordöstlich von Mammern, und bei Bodmann am Überlinger See. Ihrer Form nach könnte man sie für **Kare** ansehen. Ihre Böden freilich fallen gewöhnlich schief nach außen, so daß für einen Kar-See kein Platz bleibt; nur in der Niesche am Langhorn ist ein solcher; er ist indessen wohl künstlich angelegt, wenigstens künstlich gestaut.

Sie sind streng an den Bau des Untergrundes gebunden und finden sich überall da, wo eine tonige Ausbildung der Molasse von widerstandsfähigeren Molassesanden überlagert ist[2]. Der schief

[1] Vergl. Geyer l. c.

[2] Martin Schmidt: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt: Mitt. d. geol. Abt. d. K. württ. Stat. Landesamtes 1907 fand, daß auch der Boden der echten Kare bei Freudenstadt entsprechend an die mürben,

aufsteigende Boden endet gewöhnlich dort in der Steilwand, wo die sandige Ausbildung beginnt. So sind von Bodmann bis Orsingen unsere Nieschen an den Übergang der tonigen unteren Süßwassermolasse in die sandige Meeresmolasse gebunden. Hier trifft man auch südlich von Orsingen am Osthange des Kirnberges zwei wenig ausgebildete Formen an. Von ihnen zeigt die nördlichere unter dem Punkt 630,8 der badischen topographischen Karte deutlich den Charakter einer Ausbruchsniesche. Man erkennt hier, wie der Abbruch in 4 oder 5 Absätzen erfolgt ist, denn in ebensoviel treppenförmigen konkaven Stufen, von welchen die drei oberen namentlich klar ausgebildet sind, steigt das Gelände amphitheatralisch empor[1].

Die ganze Erscheinung gehört zu den Abbrüchen, welche nach den Ausführungen Penck's an den steilen Gehängen gleich nach dem Gletscherrückzuge erfolgten, da die Talwände den schützenden Widerstand des im Tale liegenden Gletschers verloren.

Die Postglazialzeit hat zu ihrer weiteren Ausbildung wohl nur wenig beigetragen. Wo sie von Bächen durchflossen werden — ich erwähne wieder die Niesche des Langenhornes —, haben diese nur wenig die typischere Kesselform verändert.

Neben diesen intakten und frischen Formen findet man zerstörte, wenn auch die Kesselform noch gut erkennbar ist. Sie tragen tiefe, in den Kessel eingeschnittene Tälchen, oft gehen solche radienförmig von dem einstigen Kesselboden aus. Sie sind zweifellos älter und müssen deshalb in gleicher Weise auf eine frühere Vergletscherung bezogen werden, wie diese frischen Formen auf dem abziehenden Würmgletscher. Es kann sich dabei nur um den Rißgletscher handeln, weil die noch älteren Vergletscherungen bekanntlich keine so tief ausgebildeten Haupttäler antrafen. Die Tälchen dieses alten Kessels sind dann interglaziale Bildungen und gehören der letzten Interglazialzeit an. Diese Anschauung erhält eine Stütze dadurch, daß im Hintergrunde der Tälchen häufig wieder Kessel liegen. Diese müssen dann zu dem Würmgletscher gehören. Denkbar ist es, daß beim Abzug dieses Gletschers in den nach Norden oder Nordosten gerichteten Tälchen kleine Gletscher- und Eisreste längere Zeit liegen blieben und

tonigen, wasserreichen Schichten des unteren Eck'schen Konglomerates gebunden sind, während die Gehänge im festen, mittleren Buntsandsteine stehen. Hier bilden sich die Ausbruchsnieschen, welche vom Schneefleck zum Kar vertieft wurden.

[1] Martin Schmidt, l. c. p. 36 beschreibt ähnliche konkave Schuttstufen oberhalb der Kare und in den Talenden. Sie sind dadurch entstanden, daß am oberen Rand der Firnflecke die Schuttmassen sich stauten.

dann ähnlich wie die Firnflecke bei den echten Karen zur Aushöhlung des Talhintergrundes beigetragen haben. Freilich habe ich bis jetzt vergeblich nach Lokalmoränen gesucht[1].

Nun werden auch die tiefen Nieschen des Bodenrückens und Schienerberges verständlich, welche oft 1—2 km weit in das Berggehänge eingefressen sind. Es waren interglaziale Tälchen, deren Talschluß der schmelzende Würmgletscher im obigen Sinne umgestaltet hat.

Vor diesen Nieschen, und zwar speziell vor den frischen, oft selbst vor nur wenig hervortretenden Aushöhlungen der Bergwand liegen am Fuße derselben breite Lehmablagerungen. Vor den größeren Formen bilden sie breite, den Berg herunterziehende Wälle und Kegel, in welche der aus der Niesche herabfließende Bach schon tiefe Rinnen eingegraben hat. Charakteristisch sind z. B. die Ausbiegung der Höhenkurven vor der Niesche des Langhornes. Schon diese rein morphologische Betrachtung zeigt, daß wir hier die Ablagerungen der aus der Niesche einst hervorgekommenen Schlammströme vor uns haben.

Auch diese Lehme sind meist aufgeschlossen, weil sie ebenfalls zur Ziegelfabrikation benützt werden. Am Langhorn, bei Bodmann und hinter Ludwigshafen a. See sind gute Aufschlüsse. Die Lehme sind frei von Schnecken, Muscheln und Pflanzenresten. Bei Ludwigshafen erhielt ich von Herrn Lehrer Schlude Zähne vom Schwein und Rind aus ihnen. Sie sind hier deutlich geschichtet. Die Schichten sind ca. 5—6 cm mächtig und fallen parallel der Oberfläche des Kegels ein. Der Lehm ist zwar nach allen Richtungen von kleinen Löchern durchzogen, doch muß die senkrechte Richtung vorherrschen, denn er spaltet wie der Löß in dieser Richtung deutlich ab. Meistens ist er völlig geröllfrei, dann und wann findet man kleine weiße, etwa 1 cm dicke Quarze, selten ein größeres alpines Geröll, schon häufiger ein meist eckiges größeres Molassestück. Es ist marine Molasse, welche auf der Höhe ansteht. Im Mikroskop besteht er durchweg aus gröberem Material, Feinsande sind vorhanden, staubfeines Material fehlt. Bei dem ersteren erkennt man neben Molassesanden kleine Stückchen des lebhaft gefärbten Tones der unteren Süßwassermolasse. Die Masse reagiert nicht auf Kalk. Im Wasser zerfällt der Lehm langsam unter Aufblähen. Es bleiben kleine Schüppchen zurück.

---

[1] In der Niesche am Langhorn scheint links und rechts unterhalb des Seedammes, von welchem übrigens auch nur der oberste Teil künstlich ist, Reste einer solchen zu sein. Es sind beiderseits Aufschlüsse, von welchen besonders der westliche zerriebenen, ungeschichteten Molasseton mit großen eckigen Molasseblöcken zeigt. Am Ostrand ist noch ein Teil des Walles erhalten. Liegt eine Moräne oder ein Schuttwall vor?

Diese Untersuchung bestätigt mit aller Deutlichkeit die oben aus der Lagerung gezogenen Schlüsse. Die 5—6 cm mächtigen Schichten zeigen, daß es sich nicht um eine allmähliche Zufuhr des Materiales handelt, sondern daß es in murenartigen Schlammströmen abgelagert ist. Heute sind bei der reichen Vegetation solche breite Schlammuren völlig ausgeschlossen, und es wird, soweit meine Kenntnisse reichen, in der Geschichte der Landschaft niemals von solchen berichtet. Schon dieses läßt den Schluß zu, daß diese Muren niedergingen, als das Gehänge noch nicht durch die tiefgehenden Wurzeln von Bäumen und Gesträuch befestigt war. Eine oberflächliche Grasvegetation hinderte nicht das Abrutschen. Die Röhrchen, die nach allgemeiner Deutung ja von Wurzeln herrühren, und die Limonitschuppen deuten darauf hin, daß nach dem Niedergange der Mure die Oberfläche sich immer wieder mit Gras überzog.

Das Fehlen von Kohlenstückchen, das Fehlen größerer, im Buschwerk lebender Schnecken, wie *Helix arbustorum*, dürfte ebenfalls auf das Fehlen von Wald an den Gehängen zu deuten sein. So erhalten wir eine Reihe weiterer Bestätigungen der schon oben ausgesprochenen Annahme, daß unsere Nieschen und Lehme kurz nach dem Rückzug des Gletschers sich bildeten, und der frühesten Epoche der Postglazialzeit angehören.

(Fortsetzung folgt.)

Petrefakten der Barrême-Stufe aus Erdély (Siebenbürgen).

Von **M. Elemér Vadász.**

Die petrefaktenfreie Entwicklung und die ebendarum unbestimmte stratigraphische Stellung des Karpathensandsteins des Erdélyer Teiles ist vor allen denen bekannt, die sich auf diesem Gebiete mit dieser Formation befaßten. Wir können also den Fund, den der Lehramtskandidat Ernö Kiss in der Gemarkung Árkos (Kom. Háromszék) machte, außerordentlich glücklich nennen.

Prof. Gyula Szádeczky beehrte mich mit der Untersuchung der Petrefakten, und teilte mir auch seine Beobachtungen über ihr Vorkommen mit. Nach der freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. Szádeczky „stammt der größte Teil der Petrefakten (80 Stück) aus dem oberen Árkos-Cserelöer Steinbruche". Weitere Fundstellen sind von hier ca. 3 km westnordwestlich in dem an der nördlichen Seite des Középhegy fließenden Kurtabérc-Bach, dann auf 6 km südwestlich in der südlichen Seite des

Elöpataker Csilfótetö und der südwestlichen Seite des Mészégetö. Auf allen diesen Stellen finden wir die Petrefakten in dünnplattigem, sandigem Tonschiefer. Außerdem kamen organische Reste auch in breccienartigem, sandigem Kalkstein vor, der nach Lehramtskandidat Ernö Kiss im Karpathensandstein linsenförmig eingelagert vorkommt.

In den in der Gemarkung von Árkos vorkommenden sandig-schieferigen Mergeln kamen an vier Stellen organische Reste vor. Außer den hauptsächlich auf Farnarten hinweisenden Pflanzenresten kommen nur noch Ammoniten vor, die zwar nicht am besten erhalten, doch genügend erkennbar sind. Alle sind ganz flach gedrückt und viele nur Steinkern-Bruchstücke. Da die an den vier einander nahegelegenen Punkten gesammelten Formen aus der gleichen Schichte desselben Horizonts stammen, zähle ich sie im folgenden zusammen auf, ohne ihre Fundstelle besonders anzugeben. Die Nähe der einzelnen Punkte rechtfertigt dieses Vorgehen. Die bestimmten Formen sind die folgenden:

Lytoceras raricinctum Uhl.
Schloenbachia sp. (cfr. *cultrata* Orb. sp.).
Haploceras sp.
Desmoceras cfr. *difficile* Orb. sp.
" *psilotatum* Uhl.
" cfr. *Charrierianum* Orb. sp.
" sp.
Silesites? sp. (aff. *vulpes* Coqu.).
Holcodiscus Gastaldianus Orb. sp.
" sp. (cfr. *Hugi* Oost. sp.).
Pulchellia provincialis Orb. sp.
" *Didayi* Orb. sp.
Crioceras sp.

Die am öftesten vorkommenden Formen der Fauna sind die Crioceren, die aber so mangelhaft erhalten sind, daß sie zu näherer Bestimmung nicht taugen. Häufig sind auch die Desmoceren, hauptsächlich *Desmoceras Charrierianum* Orb. sp., ferner auch *Holcodiscus*. Die anderen Formen sind nur in ein bis zwei Exemplaren vertreten. Sehr auffallend ist der gänzliche Mangel an *Phylloceras*, was wir kaum annehmbar begründen können.

Die einzelnen Typen der Fauna, sowie deren ganzer Charakter bestimmt ganz sicher den stratigraphischen Platz der Árkoser sandigen Mergelschiefer. Eine jede der sicher bestimmbaren Formen weist auf die Barrême-Stufe der unteren Kreide, auf diese weit verfolgbare und gut charakterisierte Stufe, die auch schon in Erdély mit ganzer Sicherheit nachgewiesen ist. Die Formen der Fauna

sind meistens mit der Dimbovicioreier Fauna HERBICH's identisch[1], mit der sich auch UHLIG[2] und SIMIONESCU[3] befaßten. In der Árkoser Fauna ist keine einzige Form, die auch in einem tieferen Niveau vorkommen würde (abgesehen von der unsicher bestimmten *Schloenbachia*-Art), darum können wir sie als reine Barrême-Fauna betrachten gegenüber den Hauterivien-Elementen der Fauna von Dimboviciorei.

Die Stellung des in den Sandstein linsenförmig eingelagerten Kalksteinkonglomerates, bezüglich breccienartigen Kalksteins ist stratigraphisch schon schwerer zu bestimmen. Die in ihm meistens auf verwitterten Flächen wahrnehmbaren Petrefakten sind nicht näher bestimmbar, also zu stratigraphischen Zwecken nicht zu verwenden. Im Dünnschliff sind einige Foraminiferen, auf der verwitterten Oberfläche sind Hydrozoen, Spongien und Korallen, ferner *Caprotina* und *Requienia*, sowie *Ostrea* (*Exogyra*) in Bruchstücken wahrzunehmen, die offenbar den Riff-Charakter dieser Schichten bezeugen, doch zur Bestimmung des Niveaus sind sie nicht verwendbar. Die Schwierigkeit wird noch vermehrt durch die zum Teil schon aus den Entstehungsverhältnissen fließenden gestörten tektonischen Verhältnisse, auf die eben anschließend an die in der Nachbarschaft des genannten Ortes vorkommenden ähnlichen Bildungen schon LÖRENTHEY hinwies[4]. Da sie jedoch jünger sind als die Mergel der Barrême-Stufe, so kann man sie als Urgonfazies der Aptstufe nehmen, doch sind sie auf keinen Fall jünger als der Gault.

Das Vorkommen der Barrême-Stufe bei Árkos ist der dritte bestimmt mit Fossilien nachgewiesene Fundort neben denen bei Szvinica und Brassó. Außerdem sind sie jedoch ohne Petrefakten in abweichender petrographischer Entwicklung überall vorauszusetzen. Der Kalkstein der Urgonfazies ist auch ein allgemein verbreitetes Gestein, dessen Leitfossilien die noch nicht näher bestimmten Hydrozoa sein werden, die außer in Árkos auch noch im Erzgebirge[5] und im Kom. Krassó-Szörény vorkommen[6] und die auch ich im Persánygebirge, im Tale des Alsórákoser Várpatak gefunden habe. Im Erzgebirge, wo sich ihnen Orbitolinenmergel an-

[1] Paläont. Beiträge z. Kenntnis d. rumän. Karpathen. Kolozsvár 1887.

[2] Über F. HERBICH's Neocomfauna etc. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 41. 1891).

[3] Fauna neocom. din basenul Dimboviciorei (Academ. româna. No. II. 1898).

[4] Neuere Daten z. Geol. v. Székelyföld (ungarisch). (Mathem. u. Természettud. Értesitö. XXVII. 1909. p. 277.)

[5] K. PAPP, Jahresbericht d. ung. k. geol. R.-A. 1905. p. 56, als *Stromatopora* n. sp. erwähnt.

[6] K. PAPP, l. c.

schließen, rechnete man diese Formationen in die „mittlere Kreide“[1], mit Berücksichtigung der Fazies aber sind sie mit dem kalksteinbänkehaltigen Árkoser Sandstein identifizierbar und können auch nur in die Aptstufe, oder in die Übergangsschichten zum Gault gehören.

[1] K. Papp, Jahresbericht d. ung. k. geol. R.-A. 1902. 1903. 1905.

Besprechungen.

Julius Wodiska: A book of precious stones, the identification of gems and gem minerals, and an account of their scientific, commercial, artistic and historical aspects. New York and London. G. P. Putnam's sons. The Knickerbocker Press. 1910. 365 p. Mit 46 teilweise farbigen Abbildungen.

Der Verf. gesellt den zahlreichen in englischer Sprache erschienenen Büchern dieses Umfangs über Edelsteinkunde ein neues hinzu. Es werden außer den eigentlichen Edelsteinen auch Perlen und Korallen kurz behandelt und alles nicht bloß vom theoretischen, sondern auch vom praktischen Standpunkt aus, in dem nicht nur der Edelsteinschleiferei, sondern auch der Fassung der geschliffenen Edelsteine die gebührende Aufmerksamkeit zugewendet wird. Wenig befriedigend sind die Mitteilungen über die synthetischen Steine, die jetzt eine so große Wichtigkeit erlangt haben. Die Figuren haben z. T. nur lose Beziehung zu Edelsteinen (zwei Goldstufen) oder auch gar keine (Zinnober aus China), beide Mineralien in farbiger Darstellung. Eine Anzahl der Abbildungen ist interessant und instruktiv, andere lassen in dieser Hinsicht zu wünschen übrig. Im ganzen kann das Buch wohl zu einer Einführung in die Edelsteinkunde dienen. Angenehm ist eine ausführliche Bibliographie, die allerdings keineswegs vollständig ist. **Max Bauer.**

Personalia.

Habilitiert: Dr. **Rich. Lang** als Privatdozent für Geologie und Mineralogie an der Universität Tübingen.

Berufung: Dr. **R. Nacken**, Assistent am Min.-petr. Institut der Universität Berlin, ist als etatmäßiger a. o. Professor für physikalisch-chemische Mineralogie und Petrographie an die Universität Leipzig berufen worden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber einen Eisenkiesel von Suttrop b. Warstein, Westf.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Mit 5 Textfiguren.

Die wenige Millimeter großen Kristalle von Eisenkiesel liegen in einer rotbraunen, dunklen Grundmasse, die in kleinen Drusenräumen und auf Spalten glänzende, aber durch Eisenglanzeinschlüsse



Fig. 1.

dunkel erscheinende Quarzkriställchen führt, daneben hie und da noch ein wenig Carbonat, Kiesfünkchen und Malachit. Die Eisenkiesel erscheinen u. d. M. scharf kristallographisch begrenzt, obwohl sie vollgepropft sind von trübbraunem bis gelbem Eisenhydrogel, dessen Körnchen und Flöckchen öfter wie fluidal geordnet aussehen. Nach außen finden sich in den Kristallen öfter

schmale einschlußfreie Zonen, dann auch solche mit deutlichem Eisenglanz neben Eisenhydrogel, deren Umrisse von denen der inneren öfter (vermutlich nur infolge anderer Ausdehnung derselben

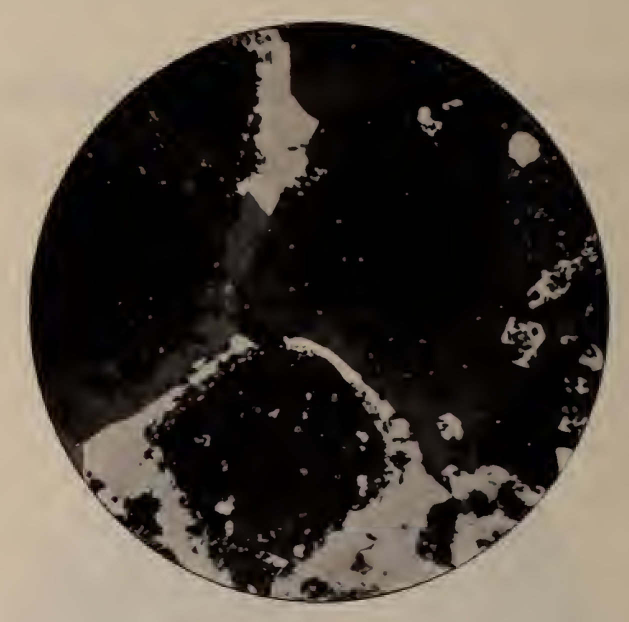


Fig. 2.

Formen) merklich abweichen. Die Anwachszonen werden nur durch die Anordnung des Hydrogels sichtbar, in den äußeren Teilen, wo es fehlt, sind die früheren Oberflächen der Quarze nicht mehr zu erkennen und die ganz unregelmäßigen Oberflächen, in denen sie schließlich mit ihren Nachbarn zusammentreffen, verraten sich im gewöhnlichen Licht höchstens durch die Brechungsdifferenz (Fig. 1), während man zwischen gekreuzten Nicols (Fig. 2) die Grenzen der zu jedem trüben Korn gehörigen klaren Hülle natürlich leicht erkennen und feststellen kann, daß sie sich nach verschiedenen Seiten sehr ungleich weit ausdehnt (Fig. 3, Schnitt ungefähr // der Basis). Das aus der Verdrängung des Massenkalks durch Kieselsäure schließlich hervorgehende Gestein ist also ein eisenschüssiger Quarzit, aufgebaut aus ganz unregelmäßig begrenzten Quarzindividuen, die aber scharf kristallographisch begrenzte, an Eisenhydrogel reiche Kerne enthalten. Derartige Quarzite sind, so-



Fig. 3.

viel ich weiß, aus kristallinischen Schiefern nicht bekannt; es scheint vielmehr das Fehlen von Hydrogelen für kristallinische Schiefer ebenso charakterisch zu sein, wie das



Fig. 4.

Fehlen gewisser kristallinischer Modifikationen mancher weit verbreiteter chemischer Verbindungen.

Der in den klaren Quarzschichten massenhaft eingeschlossene durchsichtige Eisenglanz fällt alsbald durch seine bizarren Umrisse auf (Fig. 4, Vergrößerung ca. 200, wo der Eisenglanz schwarz erscheint). Seine Isolierung mittels Flußsäure gelang nur unvollkommen, einmal wegen der Kleinheit der Kriställchen, dann auch weil das Eisenhydrogel anscheinend von Flußsäure ebenfalls nur wenig angegriffen wird und den von ihm umschlossenen Quarz schützt. Indessen kann man an vielen Blättchen des Gesteinspulvers wie auch im Schliff erkennen, daß der Eisenglanz sechsstrahlige Sterne bildet, die offenbar nach der Basis taflige Durchkreuzungszwillinge mit parallelen Achsen vorstellen. Die Ecken der einander durchkreuzenden gleichseitigen Dreiecke

Fig. 5.

sind aber oft etwas abgerundet, noch öfter zugespitzt, die Spitzen verdoppelt und wie bei Polypen-Armen saugnapfförmig verdickt etc. (Fig. 5), fast immer aber weist die Form auf Durchkreuzungen zweier Individuen nach obigem Gesetze hin.

Was das Eisenoxyd veranlaßt hat, in dem späteren Stadium der Kalkverdrängung sich als Eisenglanz, vorher aber als Hydrogel abzuscheiden, ist nicht ersichtlich. Brauns (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXI. p. 447. 1906) nimmt an, daß in den von ihm beschriebenen Eisenkieseln mit Chalcedonhülle Temperatursteigerung (warme Quellen) die Abscheidung von Eisenglanz an Stelle von Hydrogel und von Chalcedon an Stelle von Quarz bewirkte. Eine solche Verdrängung von Quarz durch Chalcedon ist mir nicht gerade wahrscheinlich; denn nach vielen Erfahrungen (sehr nahe gleiche Dichte, Brechung und Doppelbrechung, gleiche Änderung derselben wie bei der Umwandlungstemperatur von α- in β-Quarz) scheint doch Chalcedon nicht eine vom α-Quarz verschiedene Modifikation, sondern nur eine abweichende Ausbildungsart desselben zu sein, wie denn auch beide nebeneinander von Königsberger und Müller (dies. Centralbl. 1906. p. 339) erhalten wurden. Chalcedon scheint vielmehr da zu entstehen, wo das SiO_2 nicht direkt aus dem gelösten in den kristallinen Zustand übergeht, sondern aus der Umwandlung des Hydrogels hervorgeht. Hier, wie bei dem Übergang anderer Gele in die kristalline Form (roter und brauner Glaskopf, Psilomelan, Holzzinn, Zirkonglaskopf, Karlsbader Erbsenstein etc.), scheint es zunächst zur Bildung radialstrahlig gruppierter Kristallindividuen zu kommen. bei denen aber das Wachstum nicht gerade, wie bei den echten Sphärolithen, vom Centrum auszugehen brauchte, sondern (wegen der Langsamkeit der Umwandlung) Keime nach und nach, z. B. an allen Stellen der mehr oder minder kugeligen Oberfläche, entstehen und dicht gedrängt nach innen wachsen konnten.

In unserem Falle fehlt Chalcedon und trotzdem ist das Eisenoxyd in späteren Stadien nicht mehr als Hydrogel abgeschieden. Bezeichnend ist vielleicht, daß die später entstandenen Eisenoxydkristalle fast alle verzwillingt sind, was meines Erachtens auf das Vorhandensein komplexer Moleküle in der Lösung hindeutet. Ähnliches gilt ja auch für die immer kompliziert verzwillingten Quarze, die in Begleitung von Kieselhydrogel (Opal) und seinen Umwandlungsprodukten (Chalcedon) vorkommen, nämlich die Amethyste, die im Gegensatz zu den pyrogenen Quarzen und den nach Königsberger und Müller bei ca. 300° gebildeten Bergkristallen auch stets die als Gel nicht getrennte r. u. l. SiO_2 gleichzeitig enthalten.

Ueber die Beziehungen des Riesengebirgsgranits („Granitit") zu dem ihn im Süden begleitenden „Granit"zuge.

(Eine Entgegnung an Herrn E. Rimann.)

Von **L. Milch** in Greifswald.

Herr E. Rimann beschäftigt sich in seiner soeben erschienenen, mir durch seine Freundlichkeit zugänglich gemachten Abhandlung: „Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes" (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. p. 482 ff.) mehrfach mit meinen „Beiträgen zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges", besonders mit meiner Auffassung des seit G. Rose in einen Gegensatz zum „Granitit" gestellten „Granitzuges" im Süden des Isergebirges (Der Granit im Süden des westlichen Riesengebirges (des Isergebirges), Abhandlung IV meiner Beiträge N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XV. p. 138—204. 1902). Zu meiner Genugtuung erachtet er den von mir geführten Nachweis der sekundären Natur des Muscovits in diesem Granit, auf den ich besonderes Gewicht lege, für zwingend und schließt sich für den Muscovit der nördlichen Granite dieser Auffassung an (p. 502); er stimmt ferner meiner Angabe zu, der „Granit" verwittere ebenso zu Grus wie der Granitit und nicht häufiger zu Lehm wie der „Granitit", während sich in der Literatur seit G. Rose vielfach die Angabe findet, beide Gesteine unterschieden sich durch verschiedene Verwitterung. Bekanntlich ist Anwesenheit oder Fehlen von Muscovit in den herrschenden petrographischen Systemen noch heute maßgebend für die Zuweisung eines granitischen Gesteins zu einer Unterabteilung der Granitfamilie; da die von mir für unrichtig gehaltene, 1849 von G. Rose eingeführte und jetzt wesentlich auf den Muscovit begründete Einteilung in „Granit" und „Granitit" auf Forschungen auch an schlesischen Graniten beruht, ist mir die Bestätigung meiner Auffassung, G. Rose's schlesischer Typus des „Granits" (Zweiglimmergranit, Granit im engeren Sinne) sei veränderter Biotitgranit, durch E. Rimann selbstverständlich sehr wertvoll — hoffentlich bleibt sie für die weitere Entwicklung der Systematik der granitischen Gesteine nicht erfolglos.

Hingegen stimmt Herr Rimann in den aus dem Vergleich des südlichen Granits mit dem Granitit des Riesengebirges zu ziehenden Folgerungen mit mir nicht überein. Auf Grund meiner Untersuchungen war ich zu der Überzeugung gekommen, daß der südliche „Granit" und der „Hauptgranit" („Granitit") sich petrographisch nur durch die erwähnten sekundären Veränderungen unterscheiden und auch geologisch eine Einheit bilden; Herr Rimann nimmt mit den älteren Forschern an, daß der Hauptgranit stockförmig in einem älteren Granit aufsitze und

rechnet zu diesem älteren Granit den von mir untersuchten zusammenhängenden Granitzug im Süden des Riesengebirges sowie das Gneis- und Granitgebiet im Norden des Zentralgranites, das er, wie es in der letzten Zeit vielfach geschehen ist, als eine geologische Einheit auffaßt.

Zunächst wendet sich Herr Rimann gegen meine Untersuchungsmethode: „Den geologischen Beweis, daß Riesengebirgsgranit und (älterer) Granit wirklich gleichalterig sind, welcher offenbar der wichtigste ist, bleibt Milch schuldig. Er beschränkt sich auf die Angabe, daß der Kontakt zwischen Granit und Granitit »mit Dammerde« bedeckt ist. Gegen seine petrographisch-chemische Beweisführung wäre einzuwenden: zwei Granite, auch wenn sie sich in direkter Nachbarschaft befinden, wie die unsrigen, können sehr wohl petrographisch-chemisch ident und doch verschiedenen Alters sein“ (p. 489, 490).

Es war mir schmerzlich, den auch von mir besonders gewünschten geologischen Beweis schuldig bleiben zu müssen, obwohl ich auf das Aufsuchen geeigneter Aufschlüsse sehr viel Mühe und Zeit erfolglos verwendet habe — schließlich habe ich mich damit trösten müssen, daß es meinen Vorgängern, die einen Altersunterschied beider Gesteine angenommen haben, auch nicht besser ergangen ist, wie die Ausführungen J. Roth's (Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge. p. 62. 1867) und die auf p. 139 und 140 meiner Arbeit im Wortlaut wiedergegebenen Mitteilungen G. Rose's über die Grenzen zwischen beiden Gesteinen resp. das Fehlen von Aufschlüssen an der vermeintlichen Grenze zeigen. Unter Zurückverweisung auf dieses Zitat berichte ich dann auf p. 146 von meinen Beobachtungen an einem von G. Rose besonders hervorgehobenen Aufschluß; die an dieser Stelle stehende Bemerkung, daß die Grenze „mit Dammerde bedeckt“ ist, an der Herr Rimann Anstoß zu nehmen scheint, ist der p. 140 abgedruckten Zusammenfassung G. Rose's entnommen und auch auf p. 146 als Zitat durch Anführungszeichen von mir deutlich gekennzeichnet.

Übrigens begreife ich nicht, warum Herr Rimann sich über den Mangel an entscheidenden Aufschlüssen im südlichen Granit wundert. Nach Beschreibung eines kleinen, wohl durch Eisenbahnbau hervorgerufenen Aufschlusses aus der Gegend von Hirschberg, den er für die Altersbeziehungen des nördlichen Granits zum Granitit als beweisend bezeichnet, gibt er an: „Schwerlich dürfte sich ein deutlicherer Aufschluß, welcher das verschiedene Alter beider Granite unzweideutig beweist, im ganzen Gebiete finden, da alle übrigen Kontaktstellen zwischen älterem und jüngerem Granit von dichtem Hochwald bedeckt und überdies von dem Schutt der höheren Gebirgsteile überschottert sind“ (p. 499). Ob die Grenzen

nach G. Rose „mit Dammerde bedeckt“ sind, oder nach E. Rimann „von Schutt überschottert“ sind, kommt im Erfolg auf das gleiche hinaus.

Wenn nun die geologische Beweisführung versagt, so bleibt nur die petrographisch-chemische übrig, und wenn Herr Rimann mir aus ihrer Anwendung auf den Granit im Süden des Riesengebirges einen Vorwurf macht, so übersieht er vollständig, daß lediglich Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung und im Habitus G. Rose bestimmt haben, dieses Gestein vom Granitit abzutrennen. Die mir erteilte methodologische Belehrung ist also mindestens überflüssig.

Herr Rimann stimmt aber auch mit meinen aus der petrographischen Beschaffenheit des südlichen Granits gezogenen Folgerungen nicht überein. „Es weist alles, was Milch selbst von den petrographischen Eigenschaften des (älteren) Granits der Schwarzbrunner Berge angibt, in Übereinstimmung mit den Mitteilungen anderer Forscher, darauf hin, daß das von ihm untersuchte Gestein wesentlich verschieden ist von dem Riesengebirgsgranit, sowohl makroskopisch wie mikroskopisch. Diese Hinweise zeigen, daß Milch's Annahme, selbst für das engbegrenzte Gebiet der Schwarzbrunner Berge, der Granit desselben sei gleichalterig mit dem Riesengebirgsgranit, nicht stichhaltig ist“ (p. 490).

Ich lasse es dahingestellt, ob „diese Hinweise“ Rimann's wirklich irgend einem Leser irgend etwas „zeigen“ und wende mich zu der in diesem Satze enthaltenen Behauptung Rimann's, der südliche Granit und der Granitit seien petrographisch verschiedene Gesteine.

Herr Rimann hat den südlichen Granit, wie er in seiner Abhandlung ausdrücklich hervorhebt, nicht selbst untersucht (p. 483, 497); er ist also für die Beurteilung der petrographischen Beschaffenheit ausschließlich auf meine Beschreibung vom Jahre 1902 (Beil.-Bd. XV. p. 138 ff.) angewiesen. In dieser Arbeit habe ich anschließend an eine sehr ausführliche Schilderung des südlichen Granits in einem besonderen Teil einen Vergleich dieses Granits mit dem Granitit durchgeführt; daß Herr Rimann auf Grund meiner Beschreibung zu einer der meinigen entgegengesetzten Auffassung gelangt, wäre nur ein Beweis für die Objektivität meiner Schilderung und würde mir somit das Recht geben, hier lediglich auf diese zusammenfassende Darstellung zu verweisen, wenn ich die Möglichkeit zugeben könnte, daß die Ergebnisse meiner Untersuchung für die von Herrn Rimann vertretene Auffassung überhaupt geltend gemacht werden.

Das ist nun nicht der Fall. Herr Rimann faßt die charakteristischen Eigenschaften des Riesengebirgsgranits (Granitits) „unter Anlehnung an Milch's Ergebnisse“ in zehn Sätze zusammen (p. 492)

und stellt ihnen in elf Sätzen die Ergebnisse seiner Studien an dem „älteren Granit“, die also auf dem nördlichen Granit (und Gneis) beruhen, gegenüber (p. 509). Ein Vergleich der Ergebnisse meiner Untersuchungen an dem südlichen Granit mit den von Rimann anerkannten Merkmalen des Granitits und der von ihm aufgestellten des nördlichen Granits ergibt in allen wesentlichen Punkten Übereinstimmung des südlichen Granits mit dem Granitit (Riesengebirgsgranit).

Mineralogische Zusammensetzung und Struktur (Punkt 1 und 2) stimmen für „Granit“ und „Granitit“, soweit beide Gesteine normal entwickelt sind, nach Rimann völlig überein, ebenso die Verwitterung (Punkt 11, vergl. oben); sie scheiden also aus der Erörterung aus. Da sich ferner das einzige Profil, aus dem Rimann das höhere Alter des „Granits“ folgert, auf den nördlichen Granit bezieht, kann das höhere geologische Alter (Punkt 10) hier, wo es sich um den südlichen Granit handelt, natürlich nicht als Beweis eines Unterschiedes angeführt werden.

„Konstitutionsfazies scheinen (im älteren Granit) nicht in der Ausdehnung vorhanden zu sein, wie im Riesengebirgsgranit“ (Punkt 3) — nach meinen Beobachtungen, denen Rimann nicht widerspricht, spielen sie in dem Granitit des ganzen westlichen Riesengebirges, des Isergebirges, dem im Süden der strittige Granitzug vorgelagert ist, eine viel geringere Rolle als im eigentlichen Riesengebirge und sind anderseits im südlichen Granit recht mannigfaltig entwickelt und den entsprechenden Erscheinungen im östlichen Riesengebirge überraschend ähnlich.

Punkt 4 stellt im Riesengebirgsgranit Fehlen der Protoklase fest, während auf sie zurückgeführte Erscheinungen in dem älteren Granit als weit verbreitet bezeichnet werden: dem südlichen Granit fehlen sie völlig. (Auf Einwirkungen des Gebirgsdruckes geht Verf. gar nicht ein, obwohl ich auf sie den abweichenden Habitus der südlichen Gesteine ausschließlich zurückführe; er begnügt sich mit der Angabe, Kataklase in beiden Graniten als im allgemeinen an tertiäre Störungslinien gebunden zu bezeichnen.)

Punkt 5 stellt die Häufigkeit flaseriger und gestreckter Texturen im älteren Granit fest; „diese Gesteinspartien wurden früher als Gneise ausgeschaltet, sind aber nur als primäre Erstarrungsmodifikationen des körnigen Granits anzusehen“. Im Riesengebirgsgranit hingegen „fehlt jede Andeutung einer flaserigen oder gar gestreckten Textur. Schon v. Raumer wies immer wieder auf dieses wichtige Moment hin“ — dem südlichen Granit fehlt auch die leiseste Andeutung einer flaserigen oder gar gestreckten Textur.

Nach Punkt 6 ist der ältere Granit „reich an Einlagerungen

kristalliner Schiefer", während im Granitit sogar „Einschlüsse" zu den größten Seltenheiten gehören — der südliche Granit enthält keine Einlagerung eines kristallinen Schiefers.

Nach Punkt 7 „treten im Granitgebiet selbst und den älteren Schiefern Quarzgänge auf, welche unzweifelhaft mit dem älteren Granit in genetischem Zusammenhang stehen"; sie „fehlen dem Riesengebirgsgranit". Ich kann mich nicht erinnern, im südlichen Granit derartige Gebilde gesehen zu haben; auch bei einer Durchsicht der Literatur habe ich für ihn keine derartigen Angaben gefunden — in den Erläuterungen von 1867 werden sie ausschließlich aus dem Gneis im Nordwesten des Riesengebirges angegeben (p. 20, 21), von wo sie G. Rose schon 1857 beschrieben hatte (Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch. 9. p. 525, 526).

In dem „Reichtum des Riesengebirgsgranits an Mineralien der pneumatolytischen Periode", ihrem Fehlen im älteren Granit, „Turmalin ausgenommen" (Punkt 8), vermag ich einen wesentlichen Unterschied beider Gesteine nicht anzuerkennen — die charakteristischen Mineralien sind auch im Granitit an einzelne Punkte oder einzelne Zonen gebunden und Herr Rimann kennt sicher ebenso wie ich im Riesengebirgsgranit viel größere Gebiete, als der südliche Granit einnimmt, in denen Mineralien der pneumatolytischen Periode keine Rolle spielen.

Sehr wichtig ist zur Beurteilung der ganzen Frage Punkt 9, Kontaktmetamorphose betreffend, durch die Gegenüberstellung Rimann's: „Der Riesengebirgsgranit hat in besonderer Weise, unabhängig von dem älteren Granit, auf die benachbarten kristallinen Schiefer kontaktmetamorphosierend eingewirkt" — „eine kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins von seiten des älteren Granits läßt sich zurzeit nicht mit Sicherheit erkennen". Nach einem Hinweis auf die Schwierigkeit, die Ursache der gegenwärtigen Beschaffenheit der kristallinen Schiefer zu erkennen, die durch Tiefenmetamorphose wie durch Kontaktmetamorphose von seiten des älteren und des jüngeren Granits hervorgebracht sein kann, werden einige Fälle angegeben, in denen die kristalline Beschaffenheit der Schiefer sicher auf den Granitit zurückgeführt werden muß. „Man beobachtet nämlich, daß dort, wo der Riesengebirgsgranit in direkten Kontakt mit Schiefer kommt, hochgradig kontaktmetamorphosierte Gesteine sich herausgebildet haben, nämlich Cordierit-Andalusithornfels und Cordierit-Andalusitglimmerschiefer" (p. 495). Hochgradig kontaktmetamorphosierte Gesteine, Andalusit-Cordierithornfels und Cordierit-(Knoten)-Glimmerschiefer bilden den von mir beschriebenen Kontakthof des südlichen Granits in dem südlich angrenzenden Schiefer (Beil.-Bd. XV. p. 188—192, 202—203). Herr Rimann geht auf diese von einer Analyse des Cordierits be-

gleitete Beschreibung überhaupt nicht ein; hingegen bestätigt er für den Norden meine für den Süden gemachte Beobachtung (l. c. p. 193) des Fehlens irgend welcher Spuren eines Durchbruchs des „Granitits“ durch den „Granit“ in diesen beiden Gesteinen: „Eine Einwirkung des Riesengebirgsgranits auf den älteren Granit hat sich bisher noch nicht beobachten lassen“ (p. 496).

Bei dieser Sachlage ist es mir unbegreiflich, wie Herr Rimann aus meiner Beschreibung Angaben für eine primäre Verschiedenheit des Riesengebirgsgranits und des südlichen Granits herauslesen kann. Legt man vielmehr die von Rimann für den nördlichen Granit aufgestellten und die von ihm für den Granitit anerkannten Merkmale zugrunde, so kommt man zu einem petrographischen Gegensatz zwischen dem nördlichen und dem südlichen Granit, während die Gesteine des südlichen Zuges in allen wesentlichen Punkten petrographisch ihre primäre Übereinstimmung mit dem Riesengebirgsgranit bekunden.

Schließlich wirft Herr Rimann mir vor, ich hätte meine „Behauptung“ von der primären Übereinstimmung des Granits und Granitits „auf das große, dem Riesengebirgsgranit im Norden vorgelagerte Gneis- und Granitgebiet“ ausgedehnt, „ohne hier auch nur den Versuch eines Beweises zu erbringen“ (p. 490). So weit es sich um die bisher als Gneis bezeichneten Gesteine handelt, schwebt dieser Vorwurf völlig in der Luft; ich habe in meinen bis jetzt veröffentlichten Arbeiten den dem Riesengebirgsgranit vorgelagerten Gneis meines Wissens nur an einer einzigen Stelle erwähnt, um ihn ausdrücklich aus dem Bereich der betreffenden Arbeit auszuschließen (Beil.-Bd. XV. p. 140). Anders liegt es mit den Granitzügen (nach G. Rose) dieses Gebiets. „Auch die Annahme, ich betrachte die nördlichen Granitzüge, den Granitit und den südlichen Granit als eine Einheit, konnte ich zunächst nicht begreifen, da ich in den bisher veröffentlichten Abhandlungen über die granitischen Gesteine des Riesengebirges die nördlichen Gesteine absichtlich nicht berücksichtigt hatte — dann fand ich aber in einem von mir herrührenden ganz kurzen Referat meines Vortrages „Über Ganggesteine im Granit des Riesengebirges“ (im ganzen 13 Zeilen) aus dem Jahre 1896 die von Herrn Rimann mit Recht angegriffene Zusammenfassung der nördlichen Granitzüge mit dem Hauptgranit und dem südlichen Zuge (74. Jahresber. d. Schles. Gesellsch. f. vaterl. Kultur, Naturwissensch. Sektion. p. 26. 1897). Der Vortrag stammt aus dem Beginn meiner Riesengebirgsstudien; erst 6 Jahre später habe ich meine Untersuchungen über die Beziehungen des südlichen Granits zum Riesengebirgsgranit veröffentlicht. In der Zwischenzeit hatte ich mich überzeugt, daß die Verhältnisse im Norden anders

zu liegen scheinen als im Süden[1] und mich deshalb zunächst auf die südlichen Granite beschränkt; die Abhandlung IV, die einzige, die sich mit dem Verhältnis des Granits zum Granitit beschäftigt, trägt den Titel: Der Granit im Süden des westlichen Riesengebirges (des Isergebirges). Sie enthält gleich in ihrem Anfang den Satz: „Den in zahlreichen, meist langgestreckten Zügen dem Gneis nordwestlich vom Riesengebirge eingelagerten Granit beschreibt G. Rose 1857 . . . .; auf diese Granite kann die vorliegende Arbeit nicht eingehen — sie sollen zusammen mit dem Gneis in einer späteren Untersuchung behandelt werden" (Beil.-Bd. XV. p. 140). Dementsprechend beginnt auch die „Zusammenstellung der Ergebnisse" mit dem Satz: „Das den „Granitit" des westlichen Riesengebirges (Isergebirges) im Süden begleitende Gestein, von G. Rose als „Granit" (im Sinne von „echter Granit", „Zweiglimmergranit"), dem „Granitit" gegenübergestellt und als selbständig angesprochen . . . ." Ein Vortrag in der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur von 1901 beschränkt meine Aussagen schon im Titel auf den südlichen Granit: „Über sogen. echten Granit im Süden des Riesengebirges" (49. Jahresber. Naturwissensch. Sektion. p. 11), das Protokoll des Vortrags über „die Ganggesteine des Riesengebirgsgranits" in der Allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft von 1904 enthält den Satz: „Der im Süden des Isergebirges vom Hauptgestein früher abgetrennte sogen. echte Granit erwies sich durch mikroskopische Untersuchung als aus Biotitgranit sekundär hervorgegangen" (Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch. 56. p. 150, 151).

Ich habe demgemäß nicht die Ergebnisse meiner Untersuchung des südlichen Granits „auf das große, dem Riesengebirgsgranit im Norden vorgelagerte Gneis- und Granitgebiet" ausgedehnt, wohl aber den Fehler gemacht, die 1896 in dem kurzen Referat enthaltene vorläufige Annahme eines Zusammenhanges der in diesem Gneisgebiet nach G. Rose auftretenden Granitzüge mit dem Riesengebirgsgranit nach Durchführung meiner Untersuchungen nicht ausdrücklich zurückzunehmen: offenbar — mit Sicherheit kann ich es natürlich nicht mehr angeben — hatte ich schon damals (1902) vergessen, daß meine anfänglich bestehende Auffassung, die mir bald zweifelhaft wurde und auf deren weitere Verfolgung und Prüfung ich wegen zu großer Ausdehnung der Spezialuntersuchungen sehr bald zunächst verzichtet hatte, überhaupt einen schriftlichen Ausdruck gefunden hatte.

---

[1] Das Verhältnis dieser nördlichen Granitzüge zum Gneis, den ich zunächst nach G. Rose für ein völlig unabhängiges Gestein gehalten hatte, wurde mir zweifelhaft und ich überzeugte mich, daß ich, bevor ich an diese Frage herangehen könnte, mir sowohl über den Granitit wie über den südlichen Granit Klarheit verschaffen müßte.

Hingegen halte ich es auch heute noch für vollkommen richtig, daß ich in dem Schlußabschnitt der Abhandlung IV, der sich mit G. Rose's Unterscheidung von „Granit" und „Granitit" beschäftigt, die nördlichen Gesteine nicht berücksichtigt habe; hier handelt es sich gar nicht mehr um das Riesengebirge, sondern um G. Rose's „Granit" und „Granitit", die er in seiner bekannten Abhandlung: „Über die zur Granitgruppe gehörenden Gebirgsarten" (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1. p. 352 ff.) im Jahre 1849 in die Wissenschaft einführt. Mit der Besprechung dieser Abhandlung habe ich meinen Aufsatz IV begonnen (Beil.-Bd. XV. p. 138), den Schlußabschnitt (p. 203) leitet ein Hinweis auf diese Arbeit ein. Von den vier Unterabteilungen des „Granits", die G. Rose in dieser Abhandlung unterscheidet (p. 361, 362), findet sich in der modernen Systematik als „Granit" s. str. nur die erste, als deren Typus G. Rose den „Granit vom Schwarzbrunner Berg", also das von mir bearbeitete Vorkommen nennt. Bei der Aufzählung der Verbreitungsgebiete seines „Granits", für die er die vier Unterabteilungen wieder zusammenfaßt, sagt er ausdrücklich: „Er findet sich . . . . im Riesengebirge dagegen nur sehr untergeordnet in einer kleinen Partie am Prudelberg bei Stonsdorf, ostwärts von Warmbrunn, und ebenso im Isergebirge zwischen Liebwerda und Weißbach, doch außerdem hier noch an der Südwestseite in einem 4 Meilen langen Zuge von Kratzau bis Przischowitz, den Granitit umgebend und den hohen Schwarzbrunner Berg bildend" (p. 362[1]). Die nördlichen Granitzüge erwähnt er gar nicht, er hat sie damals offenbar noch nicht gekannt, als er auf den südlichen Granit die erste Unterabteilung seines Granits, den heutigen „Granit s. str." begründete, noch weniger den Gneis, den er niemals in Beziehung zum Granit brachte; eine Verpflichtung oder auch nur eine Berechtigung, in einem Abschnitt, der sich gegen diesen Granitbegriff wendet, die nördlichen Granitzüge, ein zur Zeit der Aufstellung des Begriffes nicht bekanntes Gestein, oder gar den Gneis zu erwähnen, oder diese Gesteine nach all den Einschränkungen in der Abhandlung IV nochmals auszuschließen, vermag ich nicht anzuerkennen, am wenigsten auf p. 203 einer Arbeit, die die nördlichen Gneise und Granite auf p. 140 ausdrücklich von der Behandlung ausscheidet und einer späteren Untersuchung vorbehält. Das gleiche gilt für die Fassung des Protokolls in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. (56. -150—151-. 1904).

[1] Der „Granit" von Stonsdorf wie auch das Gestein von Weißbach sind keine Zweiglimmergranite = Granite s. str.; sie sind daher für den hier besprochenen Granitbegriff unerheblich (vergl. über diese Gesteine: G. Rose, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **1**. 360. Jokéli, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **10**. p. 373, 375. Milch, Beil.-Bd. XV. p. 120—122).

Ich stelle mithin als Ergebnis dieser Erörterungen fest:

Über die Beziehungen der Gneise zum „Granitit" habe ich mich niemals, über die nach G. Rose im Gneis auftretenden Granitzüge nur 1896 in einer vorläufigen Bemerkung geäußert, die ich später leider vergessen und daher nicht ausdrücklich zurückgenommen resp. eingeschränkt habe. Meine eigentlichen Arbeiten beziehen sich nur auf „Granitit" und „südlichen Granit"; die hier gewonnenen Ergebnisse habe ich niemals auf das nördliche Gebiet übertragen, sondern im Gegenteil die Absicht ausgesprochen, die Gesteine des nördlichen Gebietes in einer besonderen Arbeit zu behandeln.

In der Frage nach der Entstehung des Kaliglimmers im „Granit" stimmt Herr Rimann mir zu und betrachtet mit mir den südlichen Granit primär als einen Biotitgranit, der seinen Kaliglimmer durch spätere Einwirkungen erhalten hat.

Vergleicht man den südlichen Granit (nach meiner Beschreibung) mit dem Granitit und dem nördlichen Granit auf Grund der von Herrn Rimann für sie anerkannten resp. angegebenen Merkmale, so zeigt sich petrographische Übereinstimmung des südlichen Granits mit dem Granitit in allen wesentlichen primären Eigenschaften, die so lange für eine Zusammengehörigkeit des südlichen Granits und des Granitits spricht, bis neue geologische Aufschlüsse das Gegenteil beweisen.

Allophan, Halloysit und Montmorillonit sind in der Tat nur Gemenge von Tonerde- und Kieselsäuregel.

Entgegnung an St. J. Thugutt[1].

Von **H. Stremme.**

Aus den Lösungen von Aluminium- und von Ferrisalzen lassen sich die bekannten kolloidalen Niederschläge von Tonerde und Eisenoxyd quantitativ ausfällen. Aus Gemischen der Lösungen fallen Gemenge der Niederschläge, die in jedem gewünschten Verhältnisse die beiden Hauptbestandteile enthalten. Zur quantitativen Fällung gehört bekanntlich nur die Neutralisierung der Lösung mit Natronlauge oder Ammoniak. Diese Methode wird zur Analyse verwendet und hat sich meines Wissens überall und stets bewährt. Tonerde und Eisenoxyd sind nahe miteinander verwandt — darüber brauche ich kein Wort zu verlieren. Diese nahe Verwandtschaft ist sicherlich ein Grund dafür, daß meines Wissens noch niemand in dem Niederschlage aus Lösungsgemischen eine

[1] St. J. Thugutt, Sind wirklich Allophan, Halloysit und Montmorillonit einfach nur Gemenge von Tonerde- und Kieselsäuregel? Dies. Centralbl. 1911. p. 97—103.

chemische Verbindung zwischen beiden Bestandteilen vermutet hat. Ein anderer Grund ist der, daß in den Niederschlägen jedes stöchiometrische Verhältnis zwischen Tonerde und Eisenoxyd fehlt.

Entsprechend dieser analytischen Methode hatte ich gefunden, daß aus den verschiedenen Lösungen von Tonerde und dem Kieselsäureanhydrid oder der Kieselerde sich die kolloidalen Niederschläge von Tonerde und Kieselerde quantitativ ausfällen lassen, wenn man die Lösungsgemische neutralisiert. Die Menge der in Lösung vorhandenen Tonerde und Kieselerde war gleichgültig. Mit diesem für den Chemiker eigentlich selbstverständlichen Ergebnisse war Kasai's Fund der quantitativen Ausfällung von kolloidaler Tonerde und Kieselerde nur im Verhältnisse 1 : 3 aus einer einzigen, nicht weiter modifizierten, bestimmten Lösungsform zu einem unwesentlichen, keiner allgemeinen Anwendung fähigen geworden. Auch Tonerde und Kieselerde sind einander ähnlich. Beide sind sehr schwach dissoziiert; beide sowohl in starker Säure wie in starker Base löslich. Aus der Lösung in Salzsäure läßt sich durch Eindampfen weder die reine Verbindung zwischen Tonerde und Salzsäure noch die zwischen Kieselerde und Salzsäure erhalten, die erst auf trockenem Wege entstehen. Eine salzartige Verbindung von Tonerde und Kieselerde vermutet auch Thugutt nicht in den Niederschlägen. Also könnte noch die Bildung einer komplexen Säure oder Base in Frage kommen. Die Fällungen an sich zeigen keinerlei stöchiometrische Verhältnisse zwischen Tonerde und Kieselerde. Es gelang mir auch nicht, mit Hilfe zahlreicher Löslichkeitsversuche in verschiedenen Lösungsmitteln irgend einen bestimmten Körper entweder gelöst oder ungelöst zu isolieren. Eine komplexe Säure müßte mit starken Basen und eine komplexe Base mit starken Säuren Salze bilden. Aber aus den Niederschlägen wird sowohl vorhandene Säure wie vorhandene Base mit Wasser ausgewaschen, d. h. Säure und Base waren absorbiert, aber nicht in chemischer Bindung vorhanden. Es ist also keinerlei Anhalt gegeben, der zur Vermutung einer chemischen Verbindung zwischen Tonerde und Kieselerde in den gemeinsamen Fällungen führen könnte. Demnach bleibt nur die Annahme eines Gemenges zwischen beiden übrig.

Diese Fällungen verglich ich mit dem Allophan und seinen Verwandten, den Allophantonen, oder wenn man die Bezeichnung Ton für eine petrographische erklärt, den Allophanoiden, wie ich sie kurz nennen möchte. Den Gelcharakter dieser Mineralien zieht wohl auch Thugutt nicht in Zweifel. Ich konnte 78 Analysen von diesen zusammenstellen, in denen Tonerde und Kieselerde im Verhältnis von 1 : 0,3—1 : 5,3 schwankten. Das Vorwiegen irgend eines stöchiometrischen Verhältnisses war nicht zu beobachten. Viele von den 78 Mineralien waren als Niederschläge aus Wässern entstanden. Das Übereinstimmen aller bekannten chemischen und

physikalischen Eigenschaften hat auch THUGUTT nicht geleugnet. Die Menge der absorbierten Salzbestandteile variiert ganz außerordentlich, nicht zwei Körper von verschiedenen Fundorten gleichen einander hierin, ja Körper desselben Fundorts zeigen Unterschiede. R. VAN DER LEEDEN[1] hat zu einer umfassenden Arbeit im Laufe der letzten Jahre zahlreiche Löslichkeitsversuche angestellt, darunter auch solche mit Wasser. Ein Allophan von Visé enthielt: SiO_2 21,37 %, Al_2O_3 32,89, Fe_2O_3 0,81, CaO 1,91, MgO 0,91, Alkali 1,77, Glühverlust 39,67, CuO 0,69; Summe 100,02. Beim Schütteln mit destilliertem Wasser gingen in Lösung (nach Abzug der aus dem Glase gelösten Mengen) im ganzen 10,9 mg, davon SiO_2 2,4, Al_2O_3 2,8, Fe_2O_3 0,8, CaO 1,5, MgO 2,8, Alkali 0,6 mg, also $\frac{1}{6}$ mehr Mg als SiO_2, während das Verhältnis im Minerale etwa wie 1 : 23 ist. Aus einem kalkarmen Halloysit wurde durch Wasser mehr Kalk als Kieselerde gelöst. Die Salzbestandteile wurden also ausgewachsen. THUGUTT erklärt den von VAN BEMMELEN aus vielen Böden und Tonen herausgelösten Verwitterungskomplex A für dem Cimolit ähnlich zusammengesetzt. Das Verhältnis Al_2O_3 : SiO_2 schwankt nach VAN BEMMELEN zwischen 1 : 2,1—1 : 5,8. Auch ich bin der Ansicht, daß in diesem Komplexe der allophanoide Anteil der Böden steckt. Nach den Analysen ist dieser der Nährstoffträger. Die Nährstoffe werden bekanntlich durch Wasser aus dem Boden ausgewaschen. Weitere Versuche VAN DER LEEDEN's, mit Hilfe von Flußsäure, Salzsäure, Essigsäure, Kohlensäure, Natronlauge, Sodalösung irgendwelche konstant zusammengesetzten Tonkieselerden als Lösung oder Rückstand zu erhalten, verliefen in dieser Hinsicht ebenso resultatlos wie die von mir an den künstlichen Doppelgelen angestellten. Es fehlt also kein Glied in der Kette der Übereinstimmungen des chemischen und physikalischen Verhaltens zwischen den künstlichen Fällungen und den Allophanoiden. Ich halte mich also nach wie vor für berechtigt, die Allophanoide für die gemengten Gele von Tonerde und Kieselerde zu erklären. Daran vermögen auch THUGUTT's Färbeversuche nichts zu ändern, den aus ihnen gezogenen Folgerungen kann ich nicht zustimmen.

1. Die Prüfung mit Kobaltsolution.

THUGUTT vermutet, wenn freie Tonerde vorhanden sei, dann müsse sich diese durch die Kobaltreaktion, d. h. durch Blaufärbung nach dem Glühen mit Kobaltsolution vor dem Lötrohr erweisen. Acht Allophanoide hat THUGUTT untersucht, fünf zeigten die Blau-

[1] R. VAN DER LEEDEN gestattete mir freundlichst die Mitteilung der folgenden Zahlen an dieser Stelle.

färbung, von einem sechsten (Anauxit mit Cimolit) heißt es: „etwa die Hälfte blaßblau", die beiden letzten, ein Cimolit von Bilin und ein Razumoffskin von Kosemütz blieben ungefärbt. Mit Recht schließt Thugutt aus der Blaufärbung der sechs Allophanoide nicht, daß diese auf die freie Tonerde zurückzuführen sei, da auch Kaolin und Cancrinit, „zwei unstreitbar chemische Individuen," die Kobaltfärbung zeigen. Ich habe nun ebenfalls den Razumoffskin von Kosemütz und Cimolite von Bilin, Kimolos und Milo[1] der Kobaltreaktion unterworfen und bei allen mit Ausnahme des Cimolits von Bilin wiederholt kräftige Blaufärbung erhalten. Besonders bemerkenswert ist, daß der typische Cimolit von Kimolos die blaue Farbe annahm. Thugutt folgert aus dem abweichenden Ergebnisse seiner Probe mit dem einzigen Cimolit von Bilin, daß in diesem Tonerde und Kieselerde in Bindung, und zwar als komplexe Tonkieselsäure vorhanden sei, und für den Razumoffskin das gleiche aus dem gleichen Verhalten. Ferner aus dem entsprechenden Verhalten des Natroliths, daß dieser das Natriumsalz dieser Säure sei. Da bei mir der Razumoffskin ebenso wie zwei andere Cimolite die Kobaltfarbe erhielten, so ist diese Folgerung hinfällig. Die Abweichung des Biliner Cimolites von dem Verhalten der übrigen Allophanoiden ist nicht unerklärlich, wenn man die Literatur über die Anfärbung von Tonerde und Tonerdeverbindungen ansieht. Fresenius[2] schreibt darüber:

„Wird Tonerde oder eine Verbindung derselben auf Kohle vor dem Lötrohre geglüht, alsdann mit etwas Lösung von salpetersaurem Kobaltoxydul befeuchtet und von neuem stark geglüht, so erhält man eine ungeschmolzene, tief himmelblaue Masse, eine Verbindung der beiden Oxyde. Die Farbe tritt erst beim Erkalten deutlich hervor. Bei Kerzenlicht erscheint sie violett. Die Reaktion ist nur dann entscheidend, wenn die Tonerdeverbindung ziemlich frei von anderen Oxyden und wenn sie unschmelzbar oder schwer schmelzbar ist; vollständig entscheidend ist sie nie, weil es nicht nur leicht schmelzbare, sondern auch einige schwer oder nicht schmelzbare tonerdefreie Verbindungen (z. B. die neutralen Phosphate der alkalischen Erden) gibt, welche mit Kobaltlösung geglüht blau werden können." Ferner lese ich bei Plattner[3]: „K. S. erteilt den unschmelzbaren Tonerdesilikaten, wenn sie keine oder nur wenig färbende Metalloxyde und auch nicht viel Magnesia enthalten, oft eine schöne blaue Farbe, wenn man sie im feingepulverten Zustande damit prüft."

---

[1] Alle vier verdanke ich der Güte von Prof. Dr. Liebisch.

[2] Fresenius, Anleitung zur qualitativen chemischen Analyse. XVI. Aufl. Braunschweig 1895. p. 142.

[3] Plattner's Probierkunst mit dem Lötrohre. VI. Aufl. von Kolbeck. 1897. p. 140.

Der Biliner Cimolit ist von RAMMELSBERG (A) und von v. HAUER[1] (B) analysiert worden und enthält:

	A	B
SiO_2	54,24	60,626
Al_2O_3	25,02	23,085
Fe_2O_3	5,22	4,207
CaO	0,87	1,275
MgO	0,56	0,910
H_2O (Glühverlust) .	14,37	9,124
	100,28	99,227

Darin sind also 6,65 bezw. 6,392 % an Oxyden vorhanden, die nach FRESENIUS und PLATTNER bei der Kobaltprobe störend wirken. Der Anauxit wird nach PLATTNER und v. HAUER durch Kobaltsolution blaugefärbt und enthält nach zwei Analysen v. HAUER's neben SiO_2, Al_2O_3 und H_2O nur 1 bezw. 0,65 % CaO; FeO und MgO nur in Spuren. Der Cimolit von Kimolos (Agentiera) enthält nach KLAPROTH[1]:

SiO_2	63,00
Al_2O_3	23,00
Fe_2O_3	1,25
H_2O	12,00
	99,25

also jedenfalls kaum mehr als 2 % ev. störend wirkender Oxyde.

Der Razumoffskin von Kosemütz enthält nach ZELLNER[2]

SiO_2	54,50
Al_2O_3	27,25
CaO	2,00
MgO	0,37
FeO	0,25
H_2O	14,25
	98,62

also nach dieser Analyse kaum mehr als 3,5 % an Oxyden. Da aber die Allophanoide von einem Fundorte oft stark die Zusammensetzung wechseln, so ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß ev. auch beim Razumoffskin von Kosemütz einmal die Kobaltprobe infolge größeren Oxydgehaltes versagen muß.

Die bisher untersuchten Allophanoide zeigen also wie die freie Tonerde Blaufärbung mit Kobaltsolution. Wie bei dieser wird die Blaufärbung durch eine

[1] K. VON HAUER, Über die Zusammensetzung einiger Mineralien mit besonderer Rücksicht auf ihren Wassergehalt. Nach dem ausführlichen Auszuge im N. Jahrb. f. Min. etc. 1854. p. 699.

[2] (Cit. n. RAMMELSBERG, Handwörterbuch.)

größere Menge von Oxyden verhindert. Dieser Befund spricht nicht gegen das Vorhandensein von freier Tonerde in den Allophanoiden. Die Versuche zeigen auch kein anderes „individuelles Verhalten“ wie die mit freier Tonerde.

2. Die Prüfung mit organischen Farbstoffen.

Thugutt hat die erwähnten Allophanoide mit drei basischen Farbstoffen (Methylenblau, Rhodamin und Methylorange) und einem sauren (Säurefuchsin) angefärbt. Die Allophanoide ließen sich in ganz verschiedenem Grade färben, manchmal blieben sie auch farblos oder fast farblos. Thugutt erscheint dieses Verhalten individuell. Solche Erfahrung pflegt man in der Tat stets zu machen, wenn man mit nicht ausgewaschenen und mit verschieden frischen Gelen arbeitet. Eine Reaktion auf Tonerde ist die Anfärbung mit Kongorot. H. Behrens[1] schreibt darüber:

„Aluminiumhydroxyd kann durch Färbung nachgewiesen werden. Ein geeigneter Farbstoff ist Kongorot, dessen wässerige Lösung Aluminiumhydroxyd schon bei gewöhnlicher Temperatur blutrot färbt. Die Färbung widersteht stundenlangem Auswässern. Auf eingetrocknetes Hydroxyd wirkt die Farbstofflösung weniger gut als auf frisch gefälltes“.

Es ist die bekannte Erscheinung des Alterns der Gele, die hier Unterschiede in der Wirkung der Farbstofflösung hervorruft. (Ich habe zwei Allophane, einen Halloysit, einen Razumoffskin und zwei Cimolite durch Kongorot teils rot, teils blau färben können, was hier nur nebenbei erwähnt sein möge.) Wie große Bedeutung für die Anfärbung der mehr oder minder großen Frische bei den Allophanen zukommt, zeigten zwei Versuche[2] mit Methylenblau. Von zwei Allophanen tauchte ich je ein Korn von ca. 1 mm Größe in eine 0,1 prozentige Methylenblaulösung und zog es sofort heraus. Der eine von Untersdorf, durch Eisenoxyd gelb gefärbt, wurde tiefgrünblau und blieb es nach häufigem Abspritzen. Dieser Allophan war von R. Canaval im Herbste 1910 gesammelt und an R. van der Leeden gesandt worden. Seitdem im verschlossenen Glase aufbewahrt, war das Mineral noch bergfeucht. Der andere, von Visé, altes, eingetrocknetes Sammlungsmaterial, wurde nur an einigen Stellen blaßblau.

Die Allophanoide bestehen nicht rein aus gewässerten Gemengen von Tonerde und Kieselerde, sondern enthalten verschiedene andere Stoffe absorbiert. Diese können die Farbreaktion recht erheblich stören. Thugutt fand, daß Säurefuchsin fünf von seinen acht Allophanoiden nur äußerst schwach anfärbte und schloß daraus, daß sie freie Tonerde, die durch Säurefuchsin stark gefärbt

[1] Behrens, Anleitung zur mikrochemischen Analyse. 1899. p. 100—101.

[2] Bei den Versuchen mit den organischen Farbstoffen half mir freundlichst R. van der Leeden.

wird, nicht enthalten können. Ich untersuchte zwei Allophane, einen Halloysit und zwei Cimolite auf ihr Verhalten gegen Säurefuchsin und fand, daß der trockene Allophan von Visé und die beiden Cimolite fast gar nicht, der Halloysit schwach und der noch bergfeuchte Allophan von Untersdorf stark angefärbt wurden. Aber die Anfärbung des letzteren nahm ziemlich schnell ab, bis er nach wenigen Minuten schon seine ursprüngliche Farbe wieder erhalten hatte. Auch der eingetrocknete Halloysit entfärbte sich, wenn auch bedeutend langsamer als der noch bergfeuchte Allophan. Die Farbe erschien sofort wieder, als ich die vielfach ausgewaschenen Proben mit verdünnter Essigsäure benetzte. Als ich die fast farblos gebliebenen Cimolite und den ebenfalls nicht angefärbten Allophan von Visé mit Essigsäure übergoß, da wurden auch diese tiefrot — ein Zeichen, daß sie zwar den Farbstoff aufgenommen hatten, daß dieser aber mit den absorbierten Basen farblose Salze gebildet hatte.

Geglühte Kieselsäure wird übrigens durch Säurefuchsin ebenfalls gefärbt, wenn auch schwächer als trockene Tonerde. Stark angefärbte Tonerde wird durch eine Spur Natronlauge entfärbt.

Mit solchen Farbreaktionen sind eben spezifische Unterschiede nicht festzustellen. Gele absorbieren die gelösten Farbstoffe wie andere gelöste Stoffe. Manche Umwandlung des Farbstoffes im Gele ist erst auf chemische Einflüsse oft mehr der absorbierten Basen als der Eigenart des Geles zurückzuführen.

Thugutt glaubt weiterhin, mich durch ein P. P. von Weimarn'sches Zitat widerlegen zu können: „Unbestimmte chemische Verbindungen existieren in Wirklichkeit nicht. Diejenigen Systeme, die als unbestimmte Verbindungen bezeichnet werden, sind feine Gemische mehrerer den stöchiometrischen Gesetzen gehorchenden Verbindungen." Daß die Allophanoide unbestimmte Verbindungen seien, glaube ich nicht behauptet zu haben, sondern ich habe versucht, sie als Gemenge der den stöchiometrischen Gesetzen gehorchenden Verbindungen Al_2O_3 und SiO_2 in der Gelform zu erweisen. Gegen diesen Versuch hat Thugutt nichts Stichhaltiges geltend machen können.

Thugutt's eigene Annahme des Vorhandenseins einer komplexen Tonkieselsäure in den Allophanoiden und den ihnen entsprechenden Laboratoriumserzeugnissen wird dagegen durch das P. P. von Weimarn'sche Zitat widerlegt. Denn in diesen Körpern können die Basen nicht chemisch gebunden sein. Sie lassen sich auswaschen, würden also mit Thugutt's angenommener Säure unbestimmte Verbindungen bilden müssen. Diese aber gibt es nach P. P. von Weimarn nicht.

Berlin, 16. Februar 1911.

Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet.

Von **W. Schmidle**, Konstanz.

(Fortsetzung.)

7. Drei postglaziale Profile.

I. Das Profil der Ziegelei von Emmishofen.

Die Lehme liegen 410 m über dem Meere am südlichen Rande der Konstanzer Schwelle in ganz flach nordwärts abfallendem Gelände. Südlich steigt das Land zum Thurgauer Seerücken empor. Das Profil ist bereits von Rollier und Württemberger beschrieben.

a) An der Südwand der ausgedehnten Lehmgrube ist z. Z. folgendes Profil von oben nach unten erschlossen:

1. Humus mit der heutigen Grasnarbe, darin *Helix pomatia* $\frac{3}{4}$ m mächtig.
2. Graslehme $\frac{3}{4}$ m mächtig.
3. Niederungslehm $1\frac{1}{4}$ m mächtig.
4. Torf 0,10—0,40 m mächtig.
5. Seekreide, 0,10—0,25 m mächtig.
6. Gewaschene Sande $1—1\frac{1}{2}$ m mächtig.
7. Bändertone, Mächtigkeit?
8. Kiese.

Dazu ist im einzelnen zu bemerken:

Ad 2. Die Weichtierfauna ist oben (p. 156) angegeben. Vereinzelte Kohlenstückchen sind vorhanden. Im Lehme liegen Nester groben Kieses, welche von Süden nach Norden etwas einfallen; es sind nach meiner Ansicht Reste alter Trainagen.

Ad. 3. Die Fauna und Flora ist oben (p. 184) angegeben. Holzkohle (Erle) ist oft sehr häufig. Es liegen im Lehme kleine Geröllschmitzchen mit feinen Geröllen, auch Lehmgeröllen. Zwei schwärzere Bänder mit verwaschenen Rändern sind unterscheidbar; es sind, wie die Aufschlüsse an der Ostwand erkennen lassen, Abschwemmungen des liegenden Torfes.

Ad 4. Der Torf ist ein Alneto-Filicetum. Die Treppengefäße und Stereiden eines Farnes (Adlerfarnes?), ebenso Stücke von Erlenholz, Erlenborke sind sehr häufig. Es fanden sich ferner Pollen resp. Sporen und Früchte von:

Erle
Haselnuß
Linde
Himbere
Hollunder
Lycopodium
Sphagnum
Farn

} im oberen Torf,

Coniferenpollen im untersten Torf [1].

[1] Der Kleinheit des Pollen wegen liegt m. E. eine *Pinus*-Art vor.

Ad 5. Die Seekreide ist unten sandig, oben rein mergelig. Sie enthält

1. an Pflanzenresten

   Erlenholzstämme und Wurzeln, welche in den Torf hineinreichen,
   Erlenborke
   Farnreste
   Chara-Samen
   Coniferenpollen [1].

2. an Weichtieren:

   Limnaea palustris Müll.
   Valvata pulchella Stud. häufig
   Pisidium fontinale C. Pf. häufig.

Ad 6. Die Sande sind ungeschichtet, nur wenig limonitisch, porös und im Wasser zerfallend. Nach der Form und Größe der Körner und nach der mineralogischen Zusammensetzung stammen sie aus der Molasse. Bisweilen enthalten sie an der oberen Grenze eine mit Sand untermischte Lage alpiner, kleinerer und größerer Gerölle. Die ersten sind rund, die größeren scharfkantig oder kantengerundet. In den Sanden liegen ferner alpine Gerölle von gleichem Aussehen zerstreut, und darunter sind namentlich in den unteren Lagen geritzte. Ich fand ferner

Erlenholzstämme und Wurzeln, häufig
Fichtenpollen in den oberen Lagen.

Ad 8. Die Bändertone sind oben etwas gelber als unten und undeutlich geschichtet. Ich fand

Erlenholzwurzeln
Erlenholzborke.

In den tieferen Lagen sah ich einmal eine schwarze, humöse, kleine unbestimmbare Kohlenstückchen enthaltene Schmitze, welche Gerölle führte.

b) Die Ostwand der Grube zeigte folgendes. Die Sande (No. 6 des obigen Profiles), die Seekreide (No. 5) und der Torf (No. 4) keilen nach Norden aus, und zwar derart, daß die unteren Schichten sich weiter nordwärts erstrecken als die oberen. Über alle hinweg gehen die Niederwaldlehme in scharfer Trennungsfläche. Diese Fläche schneidet somit die drei genannten Schichten schief ab und fällt nordwärts ein. Längs derselben verläuft durch die Sande, die Seekreide und den Torf ein schwaches Geröllband, welches immer etwas in die betreffende Schicht eingeschwemmt erscheint. Dieses Geröllband geht nie in die Niederwaldlehme hinein, sondern verläuft längs der oberen Grenze des Torfes, und

[1] Der Kleinheit der Pollen wegen liegt m. E. eine *Pinus*-Art vor.

dann der Seekreide und der Sande. Seine Gerölle sind alpin. Nach Form, Größe und Material stimmen sie mit den Geröllen der liegenden Sande überein. Nicht selten sind die kleineren inkrustiert. Sie liegen stets auf den Breitseiten und sind dachziegelig nach Nordosten geneigt. In dieser etwa 1 cm mächtigen Geröllage ist der Torf etwas in die tiefere Seekreide und diese in die Sande verschwemmt. Die Sande selbst sind in der Geröllage und oberhalb derselben stark limonitisch. Sie waren hier also der Einwirkung des Sauerstoffes stärker ausgesetzt.

Es ist klar, daß hier eine Erosionsfläche vorliegt, welche älter als die Niederwaldlehme ist. Daß die Erosion durch Bäche hervorgebracht wurde, welche über den Thurgauerrücken herunter in den Bodensee geflossen sind, ist durch die Neigung der Gerölle ausgeschlossen. Solche Bäche führen zudem nie inkrustierte Gerölle. Die Inkrustationen würden durch sie im Gegenteil abgerollt werden. Wir finden diese heute nur am Ufer des langsam fließenden Rheines oder des Bodensees. Aber auch der Rhein ist durch die nordnordöstlich einfallende Lage der Gerölle ausgeschlossen, welche eine von Nordnordosten kommende Stoßkraft des Wassers voraussetzen. Es bleibt somit nur die Brandung des Bodensees als erodierende Kraft übrig, welche hier in der Tat diese Richtung haben mußte. Damit stimmt auch der Umstand, daß die größeren Steine eckige Formen haben, weil sie durch die Brandung nur wenig bewegt werden konnten, damit stimmt ihre Einschwemmung in die Unterlage und die schwache Abspülung der letzteren durch das rückfließende Wasser; die Gerölle sind offenbar aus den Sanden ausgespült und durch die Brandung in die höhere Seekreide und in den Torf eingeschwemmt worden. Die oben beschriebene Lage der Geröllzone zum Torf resp. zu den Sanden sagt ferner aus, daß das Alneto-Filicetum eine Verlandungsform des Sees darstellt oder die Flora eines Ufertümpels bildete und bei steigendem See in die Brandungszone kam; wir begreifen ferner, wie die Torfbildung aufhören mußte, als der See dauernd einen tieferen Stand einnahm und das Land eintrocknete.

Für die Altersbestimmung unserer Schichten ist diese Feststellung von größter Wichtigkeit. Sie sagt unmittelbar aus, daß Torf und Seekreide zu dem 410 m-Stande des Bodensees gehören, die von ihm angeschnittenen Schichten müssen somit wie der See dem früheren Postglazial angehören. Und an dieser Folgerung wird auch nichts geändert, wenn wir die obige Erosionsfläche dem Rhein zuschreiben wollten, denn ein 410 m hoher Rheinstrom verlangt einen ebenso hohen See.

Für die Bändertone ist dieses hohe Alter selbstverständlich. Auch die Sande tragen in ihren eckigen und geritzten Geröllen direkte Merkmale dafür. Ob sie eine Strandbildung des hochgestauten Bodensees darstellen, oder durch fließendes Wasser her-

beigeführt sind, lasse ich dahingestellt. Auf der Nordseite der Konstanzer Schwelle waren sie am Petershauser Schulhause etwa in gleicher Höhe teils über Bändertonen, teils über Grundmoränen liegend ebenfalls aufgeschlossen.

Die Seekreide und der Torf sind mit den Sanden durch das Vorkommen von Fichtenpollen enge verbunden. Sie verlangen indessen zu ihrer Bildung reines, vom Gletscherschlamme ungetrübtes Wasser. Sie können in einem klaren Ufertümpel am Rande des noch trüben Sees sich gebildet haben, oder am Ufer des Sees selbst zu einer Zeit, wo er sich geklärt hatte, und der Gletscher ihn somit völlig oder fast völlig verlassen hatte. Das erste scheint mir wahrscheinlich, denn die Bildung von Seekreide und die Schneckenfauna spricht nicht für eine Strandbildung. Jedenfalls sind diese Ablagerungen nach Penck'scher Chronologie in die erste Hälfte der Aachenschwankung zu setzen.

Völlig postglazial sind die hangenden Lehme. An der Ostwand der Grube kann man deutlich erkennen, wie von der Erosionstelle des Torfes aus ein dunkles Band in den Lehmen bergabwärts verläuft. Sie sind also von oben heruntergeschwemmt worden. Da sie völlig geröllfrei sind, haben dieses wohl das Regenwasser oder vorübergehende kleine Wasseradern getan, in zweiter Linie kommen auch Überschwemmungen des an der Grube vorbeifließenden Grenzbaches in Betracht. Er hat sich gegenwärtig ein sehr tiefes Bett in die Bildungen eingegraben. Die Niederungslehme zeigen ein feuchtes, mit Busch und Wald bestandenes Terrain an. Später treten Wiesen mit den typischen Graslehmen auf. In der Gegenwart hat diese Graslehmbildung an dieser Stelle aufgehört. Denn die heutige Grasnarbe verläuft in einer etwas humösen, grundigen Schichte über den Graslehmen.

Zur Flora der frühesten Postglazialzeit gibt die Grube einen kleinen Beitrag. Als der Gletscher noch in nächster Nähe war, wuchsen bei Emmishofen Erlen und Kiefern (Krummholz?), diese Flora hielt an, und schon zu einer Zeit, als der Bodenseespiegel noch 15 m höher stand als heute, traten nachweisbar noch dazu Erlen, Linden, Haselnuß, Himbeere, Hollunder, *Sphagnum* und Farne, wenn diese nicht schon früher vorhanden waren[1]. Im See selbst oder in Ufertümpeln mit klarem Wasser wuchsen Charen, Lycopodien, Farne und inkrustierende Algen.

II. Das Profil der Lehmgrube südlich der Ziegelei bei Thaingen, und das Alter des Keßlerloches.

Die Lehmgrube liegt in der weiten Talaue, schon nahe des südlichen Anhanges, ca. 440 m über dem Meere. Nördlich von

[1] Verg. Bruckmann-Jerosch: Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn. St. Gallen 1910.

ihr fließt die Biber vorbei; diese sowohl wie die zu ihr gehörenden Überschwemmungswiesen liegen tiefer, so daß die Grube auch bei Hochwasser nicht erreicht wird[1]. Auch dürfte dieses kaum in historischer Zeit geschehen sein, denn die Grube liegt auf der Talwasserscheide zwischen dem Fulachtal und dem Bibertal und ein solches Übertreten würde der Biber ihren alten glazialen Weg durch das Fulachtal nach Schaffhausen wieder eröffnen. Die Verhältnisse in der Grube zeigen ebenfalls, daß dieses in postglazialer Zeit nicht geschah.

Die Grube zeigt folgendes Profil von oben nach unten:

1. Graslehm, $1\frac{3}{4}$ m mächtig,
2. schwarzer Niederwaldlehm, 40 cm mächtig,
3. grauer Niederwaldlehm, 1 m mächtig,
4. schwarzer Niederwaldlehm, 2 m mächtig.

Ad 1. Die Graslehme sind sehr reich an Lößschnecken, die Flora und Fauna ist oben (p. 156) angegeben. Sie zeigen, daß eine äolische Ablagerung vorliegt, welche bis in die heutige Grasnarbe hineinreicht, eine Humus- oder Verwitterungsschichte fehlt. Auf der Südseite liegen an der heutigen Oberfläche Jurageröllein ihr, es ist dieses der Gehängeschutt des hier steil sich erhebenden Abhanges.

Ad 2. Der schwarze humöse, an Kohlen reiche Lehm ist frei von Schnecken; er stellt die Ablagerung langsam fließender oder stehender Moorgewässer dar. Die oben p. 185 erwähnte Flora widerspricht diesem nicht, die Befunde anderwärts verlangen es. Von dem hangenden Graslehm ist er scharf getrennt. Im nördlichen Teil der Grube ist zwischen beiden eine 4—6 cm mächtige hellgelbe Lehmschicht eingeschoben; sie ist ebenfalls fossilfrei, zerfällt im Wasser in kubische Stückchen, und besteht aus feinstem Materiale. Es ist nach meiner Ansicht der in diesen Waldsumpf eingewehte Staub, welcher später nach Ausfüllung des Tümpels die hangenden Graslehme bildete.

Ad 3. Der graue Niederwaldlehm enthält namentlich an der Grenze gegen No. 2 eine Menge Erlenholz. In dieser Holzschicht liegen die meisten Schnecken, darunter bereits die glaziale Form von *Helix arbustorum*. Der Lehm wird nach unten schwärzer und humöser und enthält beim Übergange in das untere schwarze Band einen zweiten Erlenholzhorizont.

Ad 4. Dieser tiefere schwarze Lehm führt im Gegensatz zum oberen wieder eine reiche Fauna, und zwar dieselben Arten wie No. 3. Sein Liegendes ist z. T. nicht aufgeschlossen, an einer Stelle sah ich sporadisch Seekreide, ein Zeichen, daß die

[1] Vergl. auch Meister: Die geol. Verhältnisse in Thaingen in Dr. J. Heierli: Das Keßlerloch bei Thaingen. 1907. p. 45 u. ff.

schwarzen Bänder Sumpfbildungen vorstellen. Nach Meister, welcher das Profil ebenfalls beschrieben hat[1], liegen darunter Sande und glaziale Kiese.

Ad 3 u. 4. In den Niederungslehmen liegen ganz vereinzelte alpine Kiese.

Die Altersbestimmung dieser Bildungen ist nun von besonderem Interesse, weil sie nach Meister[2] mit denjenigen Lehmen gleichzeitig sind, in welchen die von Heierli neuerdings zutage geförderten prähistorischen Artefakte des Keßlerloches lagen. Ich stimme dieser Ansicht völlig bei, denn es ist offenbar, daß sich die ganze Ablagerung bis an das kaum 1 km entfernte Keßlerloch ausdehnt. Von den beiden Lehmformen kann nur der Niederwaldlehm (No. 2—4) als Fundlehm in Frage kommen, denn nur dieser enthält die alpine Form von *Helix arbustorum*, welche in dem Fundlehm des Keßlerloches vorhanden war[3]. Wenn jener als gelb und graugelb von Heierli beschrieben wurde, und der unsere grau bis schwarz ist, so ist diese Differenz von der mehr oder weniger intensiven Mitwirkung des Wassers bei der Ablagerung bedingt. Ich kenne von Salem ebenfalls gelbe Niederwaldlehme. Am Keßlerloch sind die hangenden Graslehme von kiesiger Moorerde bedeckt, welche hier fehlt. Sie rührt von einer ganz rezenten Moorbildung her, wie auch Meister gefunden hat.

Nach Meister[4] liegt das ganze Bett der heutigen Biber bis in die Gegend unterhalb Ramsen in einem mit unseren Lehmen identischen Lager, welches auf der ganzen Strecke dieselbe scharfe Trennung von unteren blauen und oberen gelben Lehmen zeigt. Die Lehme selbst sind wieder eingelassen in die Kiese und Moränen des zurückweichenden Würmgletschers. So liegen sie zwischen Biethingen und Randegg in den Moränen der ersten Rückzugsphase, zwischen Randegg und Ramsen in dem Sandr und der Moräne des ersten Gletscherstandes der zweiten Phase, bei Ramsen und unterhalb daran in dem Sandr der späteren Stände dieser Phase, d. i. des inneren Kranzes der Jungendmoränen der schwäbischen Geologen und Penck's. Daraus ergibt sich zur Evidenz, daß die Lehme jünger sind als diese Gebilde[5].

Wendet man die Penck'sche Terminologie an, so heißt dieses, daß unser Lehmlager jünger ist als der Maximalstand des auf die Laufenschwankung folgenden Gletschervorstoßes, denn dieser

[1] Meister, l. c. p. 51 u. ff.
[2] Meister, l. c. p. 55.
[3] Heierli. l. c. p. 167.
[4] Meister, l. c. p. 52.
[5] Diese Beweisführung kann die Entstehung und Vertiefung des Fulachtales und die nur hypothetisch festzusetzende Zeit der Ablenkung des Biber, auf welche Meister vorzüglich sich beruft, ganz außer Betracht lassen.

schüttete die Endmoränen der II. Phase auf. Es gehört somit in die Aachenschwankung oder in eine spätere Zeit.

Nun war am Ende der Laufenschwankung das untere Bibertal bis unter die heutige Oberfläche vertieft, denn die Sandr und die Moränen der zwei Phasen reichen unter die Oberfläche der heutigen Sohle. Die Biber hatte sich also während der Laufenschwankung in die Geschiebe der ersten Rückzugsphase ein Bett erodiert (in welchem eben unsere Lehme liegen), welches etwas tiefer lag als das heutige. Da nun der wieder vorstoßende Gletscher im Maximalstand gerade das Talende erreichte und abschloß (Moräne und Sandr zwischen Ramsen und Gottmadingen), so mußte sich vor ihm ein See bilden, welcher durch das Fulachtal abfloß. Die in diesen See abgelagerten Bändertone finden sich in der Tat bei Ramsen und Buch ca. 430 m Höhe. Als der Gletscher zurückwich und das Tal von Ramsen eisfrei wurde, entwässerte sich der See über die Moräne bei Ramsen in ca. 430 m Höhe; es bildete sich das Durchbruchstal durch die Moränen zwischen Buch und Ramsen; der Abfluß vereinigte sich mit dem Gletscherwasser, das durch das Ramsertal dem Rheine zufloß.

Während dieses Durchbruches war der Talhintergrund bei Thaingen feucht und sumpfig, hier war die einzige Gelegenheit, daß die Niederwaldlehme mit ihren durchgehenden schwarzen Bändern sich bildeten, denn je tiefer dieser See sank, um so mehr traten die heutigen Verhältnisse ein. Und da nur eine Moräne und die lockeren Schotter eines Sandes zu durchbrechen waren, so mußte der Durchbruch wenigstens im Anfange ziemlich rasch sich vertiefen.

Ich setze also die Ablagerung der Niederungslehme bei Thaingen in die allererste Zeit der Aachenschwankung. Als der Gletscher Radolfzell oder den heutigen See kaum oder noch nicht erreicht hatte, mußte das Keßlerloch bewohnt gewesen sein.

Dafür spricht auch das Vorkommen der alpinen Form von *Helix arbustorum* und die alpine Fauna des Keßlerloches.

(Schluß folgt.)

Weitere Funde paläolithischer Artefakte im Diluvium Schleswig-Holsteins.

Vorläufige Mitteilung.

Von **C. Gagel**.

Vor etwa einem Jahr konnte ich an dieser Stelle über den Fund von primitiven Feuersteinartefakten berichten, die in sicher interglazialen Schichten lagen, d. h. in Schichten, die älter sind

als die letzte Vereisung und durch Reste wärmeliebender Pflanzen (*Brasenia purpurea*, starkwüchsige Eichen etc.), sowie durch eine sehr intensive Verwitterung und Zersetzung der Kiesschichten darauf hinweisen, daß sie nicht etwa bei einem kurzen Rückzug des oszillierenden Eises, sondern in einem sehr lang andauernden Zeitraum gebildet sind, indem ein dem heutigen ähnliches Klima dort herrschte.

Im Laufe dieses Sommers haben sich diese Funde in derselben Gegend sehr erfreulich vermehrt und es sind nicht nur in demselben Horizont — in den stark zersetzten, verwitterten Kiesen und in den Sanden unter der Oberen Grundmoräne — weitere paläolithische Artefakte desselben Charakters gefunden, wie die damals erwähnten und abgebildeten, es fanden sich auch derartige Artefakte in der Oberen Grundmoräne selbst dicht an der Unterkante, also vom Eise aus dem verwitterten, altdiluvialen Untergrunde aufgenommen und in die Moräne verarbeitet.

Diese Obere Grundmoräne in der Gegend von Grünenthal hat eine wechselnde, aber im allgemeinen geringe Mächtigkeit von 0,5—1—1,8, ausnahmsweise bis 4 m, und ist in ihren schwächeren Partien fast ausnahmslos durch die postglaziale Verwitterung wieder zersetzt und entkalkt; nur an den Stellen größerer Mächtigkeit ist sie noch frisch und kalkreich und hier umschließt diese frische — stellenweise noch blaugraue — Moräne auffallenderweise auch wieder (wie bei Kiel) z. T. rings abgeschlossene, verschleppte Schollen des stark verwitterten, zersetzten, rostfarbigen Kieses aus ihrem Liegenden.

An einer kurzen Stelle zeigte diese Obere Moräne eine höchst sonderbare Beschaffenheit; — sie bestand zu schätzungsweise 90 % aus dem anderswo in ihrem Liegenden auftretenden, schon früher beschriebenen interglazialen Faulschlamm, der noch seinen höchst unangenehmen Geruch und seinem Gehalt an einfach Schwefeleisen bewahrt hatte und nur mit wenig nordischem Sand, Kies und Geschieben verknetet war, aber die ganz unzweideutige Moränenstruktur aufwies.

In dieser Oberen Moräne und in den aus ihrer Verwaschung entstandenen Oberen Kiesen, die im Fortstreichen der Moränenbank auftreten, liegen bis 1, ja bis 3 cbm große, z. T. schön geschliffene Geschiebe.

Z. T. an der Unterkante dieser Moräne, z. T. in den, in ihrem Liegenden auftretenden, stark zersetzten Kiesen fanden sich nun die Artefakte der früher beschriebenen und abgebildeten Form, wenn auch spärlich, aber doch immerhin noch mehrmals.

Die bereits in der vorigen Notiz erwähnte langgestreckte Linse oder Bank von Unterem, blaugrauem Geschiebemergel, die unter den zersetzten Interglazialkiesen liegt und z. T. selbst noch an ihrer Oberfläche eine schwache Verwitterungsrinde auf-

wies, war nun in dem prachtvoll klaren Aufschluß im Laufe des Sommers weiter nach Norden zu — wenn auch stellenweise auf kurze Erstreckung von wenigen Metern unterbrochen — bis über km 28,5 hinaus zu verfolgen.

Bei km 28,3 liegen unter dieser hier etwa 3—4 m starken Bank Unteren, blaugrauen, frischen Geschiebemergels im Liegenden des verwitterten Interglazials wieder Sande und Kiese, die z. T. ziemlich grobes Korn haben und völlig frisch und unzersetzt sind.

In dieser Kiesbank dicht unter der Unteren Moräne fand ich nun im Laufe dieses Sommers ebenfalls teils bearbeitete Flintstücke von gewollter Form (Schaber), teils Abschlagspäne mit einseitigen Abnutzungsspuren und Herr Regierungsbaumeister Franzius vom Kanalbauamt II in Burg, den ich auf die Stelle und auf die Wichtigkeit der hier gemachten Funde aufmerksam gemacht hatte, fand dann an derselben Stelle einen sehr schönen Messerspan und auch noch einige Schaber, sowie einen großen Abschlagspan, der nach den anhaftenden Geschiebemergelresten schon nicht mehr im Kies selbst, sondern unmittelbar darüber in der blaugrauen Unteren Moräne gesteckt haben muß.

Irgendwelche Pflanzenreste oder Verwitterungsspuren sind in dieser Kiesbank unter der Unteren Moräne nicht zu entdecken; sie bedeutet also nur ein kurzes Interstadium innerhalb der vorletzten Vereisung.

Damit sind also die Beweise für das Alter der paläolithischen Menschen in Norddeutschland um eine Stufe tiefer herunter gerückt; der paläolithische Mensch hat also nicht nur in der letzten großen Interglazialzeit mit gemäßigtem Klima, sondern schon in einer früheren Interstadialzeit — deren Ablagerungen unter der obersten Bank des Unteren Geschiebemergels liegen — gelebt; es folgen darunter noch mehrere Sand- und Kiesschichten und Moränenbänke, die nach Bohrungen bei Grünenthal ziemlich erhebliche Mächtigkeiten erreichen, so daß dieses Interstadium mit den ältesten paläolithischen Artefakten ziemlich spät im Verlaufe der vorletzten Eiszeit eingetreten zu sein scheint.

Ob die hier in Schleswig-Holstein im Diluvialprofil gefundenen paläolithischen Reste sich in irgendwelche Beziehungen zu den französischen paläolithischen Kulturen werden setzen lassen, erscheint vorläufig zweifelhaft, da besonders charakteristisch geformte Werkzeuge (mandelförmige Faustkeile etc.) noch nicht gefunden sind, sondern nur Schaber, Messer und benutzte Abschlagspäne.

Ich möchte aber hinzufügen, daß derartig außerordentlich charakteristisch geformte Paläolithe, die den Formen des französischen Solutréen überraschend ähnlich sind, nach dem unten zitierten Museumsbericht von J. Mestorf, p. 29, im alleräußersten

Westen Schleswig-Holsteins, im Gebiet des ungemein tiefgründig verwitterten, älteren Diluviums als Oberflächenfunde bereits gefunden sind, daß also diese älteren Kulturen sicher ebenfalls auf der Cimbrischen Halbinsel vorkommen und zwar gerade da, wo wir sie nach dem höheren Alter der oberflächenbildenden Diluvialschichten — außerhalb der Verbreitung des frischen Oberen Geschiebemergels — auch erwarten konnten.

Bemerken möchte ich noch, daß ich auf Knochenartefakte besonders geachtet, aber nichts dergleichen bisher gefunden habe.

Es mag nur noch hervorgehoben werden, daß die jüngeren der paläolithischen Artefakte, die aus dem Interglazial unter dem Oberen Geschiebemergel stammen, durch eben diesen einheitlichen Oberen — im Osten der Halbinsel bei Kiel bis auf mehr als 30—40 m Mächtigkeit anschwellenden — Geschiebemergel [1] und auch noch durch Kiese und Sande über diesem Geschiebemergel von den ältesten, frühneolithischen Kulturresten — der Skivespalterkultur — getrennt werden, die am Grunde der Kieler Föhrde unter *Praelitorina*-Bildungen [2] auf oberdiluvialen Sanden und Kiesen liegen, also etwa in die frühe *Ancylus*-Zeit fallen und die in Maglemoose in Jütland in Ablagerungen der frühesten *Ancylus*-Zeit (vor der Eichenzeit) ebenfalls gefunden sind. In die Zeit der letzten Vereisung, der Ablagerung des Oberen Geschiebemergels, bezw. an den Schluß derselben fällt also auch in Schleswig-Holstein der Fortschritt von der paläolithischen zur frühneolithischen Kultur [3].

Eine genaue Beschreibung und Abbildung aller am Kaiser Wilhelm-Kanal gefundenen Paläolithe wird demnächst an anderer Stelle erfolgen.

Berlin, den 17. Dezember 1910.

Die Scapula von Halitherium Schinzi juv.

Von **O. Schmidtgen**, Mainz.

Mit 1 Textfigur.

Im Frühjahr 1910 gelangte das Mainzer Museum in den Besitz einiger Knochenstücke aus den oligocänen Meeressanden von Weinheim bei Alzey. Die einzelnen Reste waren mit einer festen Kruste von Meeressand umgeben und ließen sich nur in

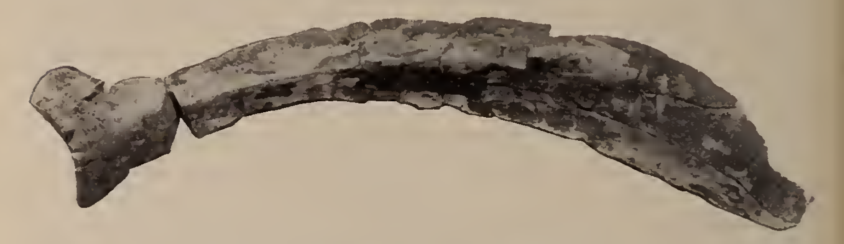
[1] C. Gagel: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1910.

[2] J. Mestorf und C. A. Weber, 43. Bericht des Museums vaterländischer Altertümer in Kiel 1904. p. 10—15 und 28—29.

[3] Penck, Das Alter des Menschengeschlechtes. Zeitschr. f. Ethnologie. 1908. p. 390 ff.

Splittern daraus entfernen. Nach Zusammensetzung derselben entstand ein schmaler, sichelförmiger Knochen, der sich als Schulterblatt eines sehr jungen *Halitherium* erwies. Nur die sehr festen Krusten des Sandes ermöglichten es wohl, daß dieser teilweise nur 1—2 mm starke Knochen erhalten bleiben konnte. Wenn nun schon an und für sich eine derartige Jugendform einiges Interesse für sich in Anspruch nehmen darf, so gewinnt dieses Stück noch deshalb an Bedeutung, weil es, wie mir Herr Prof. Abel aus Wien mitteilte, die Form der Scapula des *Eotherium aegyptiacum*, einer Sirene aus dem Eocän, wiederholt.

Wie schon oben erwähnt, hat das Schulterblatt eine sichelförmige Gestalt. Seine Länge beträgt 197 mm, die Breite, an der schmalsten Stelle (am Collum) 18 mm, an der breitesten (etwas hinter dem hinteren Ende der Spina) 31 mm. Durch die Spina wird die gesamte Fläche in zwei Teile geteilt, von welchen der postscapulare größer ist als der präscapulare. Letzterer ist



Scapula eines jungen *Halitherium Schinzi* aus den oligocänen Meeressanden von Weinheim b. Alzey. Museum Mainz.

nur ein schmales Knochenband, dessen Rand (Coracoidalrand) sehr dünn und scharf ist, welches aber nach hinten zu rasch viel dicker wird und in die Spina übergeht. Der postscapulare Teil ist in seinem ersten Drittel noch schmäler als der präscapulare, seine Fläche verläuft von der Höhe der Spina bis zum Glenoidalrande konkav. Nach hinten zu verbreitert sich diese Fläche aber immer mehr und bildet unter und hinter dem Ende der Spina eine größere Knochenplatte. Diese Platte ist sehr dünn, ihre Dicke beträgt 1—2,5 mm. Die Ränder des postscapularen Abschnittes sind ebenfalls sehr scharf. Es ist anzunehmen, daß sich an diese beiderseitigen Ränder zu Lebzeiten des Tieres dünne Knorpelplatten angeschlossen haben.

Die Spina beginnt auf dem Collum, 25 mm vom Rande der Cavitas entfernt. Sie verläuft als scharfer Kiel zuerst etwa parallel mit dem Glenoidalrande, divergiert aber später mit ihm und ist bis nahe an den Suprascapularrand zu verfolgen. Infolge dieser Divergenz ist der postscapulare Abschnitt größer als der präscapulare. Am Beginne der Spina ist von einem Acromion

nichts zu finden. Es fehlt ja zwar ganz kurz hinter ihrem Anfange ein kleines keilförmiges Stück, aber ich glaube nicht, daß, nach dem Verlaufe der Flächen und Kanten hinter den Rändern dieses Bruches zu urteilen, gerade an dieser Stelle eine Anlage des Acromions vorhanden war. Im ersten Drittel ist der Rand der Spina sehr scharf und fällt, wie schon oben gezeigt, nach beiden Seiten steil ab, so daß der Querschnitt der ganzen Scapula an dieser Stelle die Form eines rechtwinkligen Dreiecks hat, wobei der Scheitel des rechten Winkels auf der Kante der Spina liegt, die Katheten von dem post- resp. präscapularen Abschnitte des Schulterblattes gebildet werden. Die letzten zwei Drittel der Spina scheinen einen nicht so scharfen Rand zu besitzen, genau läßt es sich nicht feststellen, da hier einige Stücke fehlen, aber die Breite der Bruchflächen und der Verlauf der Seitenflächen sprechen dafür. Nach ihrem hinteren Ende zu geht die Spina allmählich in eine abgerundete, flache Kante mit breiter Basis über, die bis zum Suprascapularrande zu verfolgen ist.

Die Gelenkgrube hat eine ovale Gestalt. Die größte Länge beträgt 29 mm, die größte Breite 19,1 mm. Die Grube ist ziemlich flach. An ihrem vorderen Rande erhebt sich der Processus coracoideus. Es ist ein keilförmiger Fortsatz mit recht scharfen Kanten, dessen Spitze etwas nach innen umgebogen ist. Die Höhe des Coracoids beträgt 7,5 mm, seine Spitze ist 14 mm vom vorderen Rande der Gelenkgrube entfernt. Eine Incisura scapulae findet sich nicht. Der Übergang von Coracoid in den Coracoidalrand hat die Form einer flachen Bucht.

Daß wir in dieser Scapula eine Annäherung an die primitive Form der ältesten Sirenen finden, zeigt sich sofort, wenn wir unsere Resultate mit den Befunden von Abel vergleichen, der in seiner Arbeit[1] die Schulterblätter aller bekannten Sirenen, mit Ausnahme des *Eotherium*, zusammengestellt hat. Er zeigt, daß geringe Länge und Breite, halbmondförmige Gestalt, geringe Ausbildung von Coracoid und Acromion primitive Charaktere sind. Alle diese Merkmale zeigen sich bei unserem Schulterblatt in ausgeprägtester Weise, und zwar in unvergleichlich höherem Grade als bei den Schulterblättern erwachsener Halitherien aus den gleichen Sanden.

Wie ich außerdem oben auf Grund einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Abel angeben konnte, erinnert diese Scapula ganz frappant an Jugendstadien von *Eotherium aegyptiacum*, einer geologisch älteren Form.

Es zeigt sich also, daß das *Halitherium* bei der Entwicklung in der Ausbildung der Scapula die geologisch älteren Formen rekapituliert.

Mainz, 19. XII. 1910.

[1] O. Abel, Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs. p. 164—168. In Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. **19**. Heft 2.

Besprechungen.

Ernst Weinschenk: Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops. Freiburg i. Br. 1910. 164 p. Mit 167 Textfiguren.

Über die beiden ersten Auflagen ist in diesem Centralblatt 1901. p. 500 und 1906. p. 522 referiert worden. Man erkennt aus dem raschen Aufeinanderfolgen der Auflagen, wie sehr das Buch einem Bedürfnis entgegenkommt und wie trefflich es dieses Bedürfnis befriedigt. Indem ich auf jene beiden Besprechungen verweise, sei hier nur erwähnt, daß der Verf. auch bei dieser Gelegenheit wieder sein Werk dem Zwecke, dem es zu dienen bestimmt ist, durch neue Zusätze anzupassen sich bestrebt. Diese sind möglichst kritisch gewählt und solche in den Vordergrund gestellt, die sich im Laufe der Zeit als besonders förderlich für den Unterricht erwiesen haben. An dem allgemeinen Plan des Buches ist nichts geändert, doch ist seit der ersten Auflage der Text von 123 auf 164 Seiten angewachsen und die Zahl der Textfiguren ist von 100 auf 167 gestiegen. **Max Bauer.**

A. Lacroix: Minéralogie de la France et de ses colonies. Description physique et chimique des minéraux. Études des conditions geologiques de leurs gisements. 4. 2. Hälfte. Paris 1910. 361—920. Mit zahlreichen Textfiguren.

Mit dieser zweiten Hälfte des vierten Bandes ist dieses wichtige Werk nunmehr zu Ende geführt, dessen erste Lieferung im Jahre 1893 erschienen ist (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1893. I. -242-). Ursprünglich auf zwei Bände berechnet, ist es allmählich auf 4 Bände herangewachsen. Es zeichnet sich, wie schon a. a. O. hervorgehoben wurde, durch Vollständigkeit im ganzen und Zuverlässigkeit im einzelnen aus, so daß es ein außerordentlich wertvolles Nachschlagebuch darstellt, das über alle Fragen ausreichende und sichere Auskunft erteilt. Besonders hervorzuheben ist auch die sehr schöne Ausstattung. Der vorliegende Teil enthält bis p. 667 die Phosphate, Arseniate, Vanadate und Antimoniate, sodann die Tantalate und Niobate und endlich die Mineralien von organischer Entstehung, unter denen auch die Stein- und Braunkohlen mit abgehandelt werden. Sodann folgt bis zum Schluß eine sehr große Anzahl von Ergänzungen und Berichtigungen zu den früheren Teilen des Buches, wobei namentlich die Mineralien von Tonking und vor allem die von Madagaskar (Mineralien der Pegmatite etc.) berücksichtigt worden sind. Es wäre sehr zu wünschen, daß auch die Mineralien anderer Länder in ähnlich sorgfältiger und ausführlicher Weise zur Darstellung gebracht werden möchten. **Max Bauer.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

J. M. van Bemmelen †.

(3. November 1830—13. März 1911.)

Am 13. März d. J. starb in Leiden der emeritierte Professor der anorganischen Chemie an der dortigen Universität, Jacob Maarten van Bemmelen. Er hat sich durch zielbewußte Anwendung der Kolloidchemie auf Verwitterungslehre und Bodenkunde während mehr als 40 Jahren seines arbeitsreichen Lebens ein hohes Verdienst um Mineralogie und Petrographie erworben. Leider sind seine Arbeiten den Mineralogen lange fast unbekannt geblieben und auch als die Kolloidmineralogie vor einigen Jahren von einer Reihe österreichischer Fachgenossen energisch in Angriff genommen wurde, sind die Gedanken van Bemmelen's nur beiläufig erwähnt.

Kurz nach der Beendigung seiner chemischen Studien war van Bemmelen mehrere Jahre hindurch Lehrer an der Landwirtschaftlichen Schule in Groningen. Dort ist er mit bodenkundlichen Fragen in enge Berührung gekommen; den vielen schwierigen Aufgaben, die sich auf diesem Arbeitsfelde bieten, blieb er bis an sein Lebensende treu. Sein wissenschaftlicher Geist hatte das Bedürfnis, die Probleme vom Grunde aus unter genau bekannten Verhältnissen zu studieren. Deshalb liegen seine Untersuchungen über das Verhalten der amorphen (kolloiden) Kieselsäure, des Eisen- und Aluminiumhydroxyds und der sonstigen bodenkundlich wichtigen Gele auf einem Gebiet, das man bis vor kurzem der reinen Chemie zurechnete. Besonders studierte er das Verhalten dieser Gele gegenüber Wasser und stellte fest, daß solche Gemenge eine kontinuierlich verlaufende Dampfdruckkurve aufweisen, daß man also von bestimmten Hydraten der betreffenden Oxyde nicht reden kann, so lange die Körper amorph sind; erst bei der Kristallisation bilden sich Verbindungen in stöchiometrischen Verhältnissen. Auch in anderer Hinsicht weichen die kolloiden Hydroxyde von den stöchiometrischen Hydraten ab: während letztere bei gegebener Temperatur einen bestimmten Dampfdruck aufweisen, ist der Dampfdruck des Kolloids von seiner Vorgeschichte (Zeitdauer seit der Herstellung, frühere Erwärmung, Grad der vorherigen Austrocknung u. dergl.) abhängig. Erscheinungen dieser

als Hysteresis bezeichneten Eigentümlichkeit sind in den Dampfdruckkurven van Bemmelen's mit großer Deutlichkeit sichtbar.

Die Untersuchungen über Gele und Sole (d. h. flüssige Lösungen kolloider Substanzen) führten van Bemmelen zur Aufstellung des Begriffes der Adsorptionsverbindungen. Man versteht darunter anscheinend homogene Massen kolloider Substanz, die zwei oder mehr Komponenten in wechselnder Menge enthalten. Die Bildung der Adsorptionsverbindungen, wenn feste kolloide Stoffe mit Lösungen von Salzen, Säuren oder Basen behandelt werden, ist eine verwickelte Funktion der Temperatur und der Zusammensetzung der Lösung. Auch die Auswechselung von adsorbierten Körpern gegen andere aus der Lösung, oft in äquivalenten Mengen, wurde von van Bemmelen eingehend untersucht. Die Adsorptionsverbindungen spielen in der heutigen Kolloidchemie eine sehr wichtige Rolle, ihre Bedeutung für die Verwitterungslehre und die Bodenkunde liegt auf der Hand, wurde aber von den Petrographen bisher nicht genügend beachtet, noch weniger wurde der Begriff der Adsorptionsverbindungen zum Ausgangspunkt exakter Untersuchungen auf diesem Gebiet gewählt.

Schließlich möge als ein Verdienst van Bemmelen's noch seine „Entdeckung“ von Bakhuis Roozeboom erwähnt werden, die ihn immer mit Stolz erfüllt hat. Unter den schwierigen Umständen seines Lebens hat Bakhuis Roozeboom in van Bemmelen immer einen tatkräftigen Freund gefunden und mit Begeisterung verfolgte letzterer die bahnbrechenden Arbeiten seines Schülers. Als van Bemmelen im Alter von 70 Jahren in den Ruhestand trat, war Bakhuis Roozeboom bereits Professor an der Amsterdamer Universität; van Bemmelen's früherer Assistent Schreinemakers wurde sein Nachfolger.

van Bemmelen war mit seinen Untersuchungen der Zeit um Jahrzehnte voraus. Deshalb fanden die neuartigen und äußerst mühseligen Arbeiten bei ihrer Veröffentlichung nicht die gebührende Anerkennung. Glücklicherweise aber hat er ein hohes Alter erreicht und völlige Rüstigkeit und Frische fast bis an sein Lebensende bewahrt; mit 79 Jahren veröffentlichte er noch eine umfangreiche Abhandlung über die Verwitterung der Silikatgesteine in der Zeitschrift für anorganische Chemie. In diesen letzten Jahren hat er auch die Früchte seiner Lebensarbeit voll genießen können. Eine der besten war eine Festschrift, zu welcher Forscher aus fast allen Kulturländern Beiträge meist kolloidchemischen Inhaltes geliefert haben und eine Gesamtausgabe seiner Arbeiten über Kolloidchemie unter dem Titel „Die Absorption“, die von Wo. Ostwald besorgt wurde. Beide Werke wurden ihm zu seinem 80. Geburtstage überreicht.

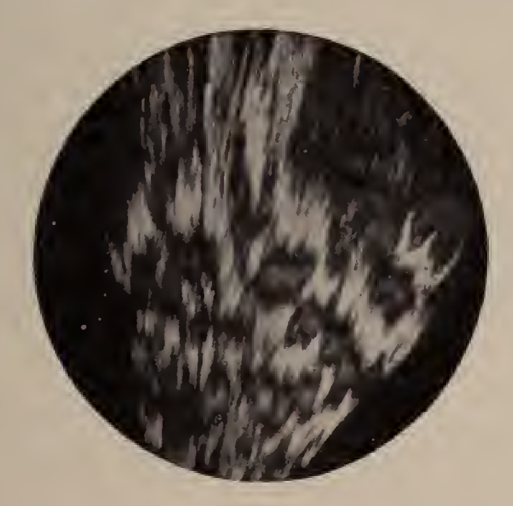
H. E. Boeke.

Ueber schraubenförmigen Bau bei Silikaten.

Von **Wlad. Timofejeff.**

Mit 1 Textfigur.

Bei der Untersuchung von Mandelsteinen aus dem Gouvernement Olonez traf ich auf ein in struktureller Hinsicht sehr interessantes Mineral. Gewöhnlich tritt es in Form von feinfaserigen, grünlichen Sphärolithen auf, die den die Mandeln ausfüllenden Chalcedon umgeben, oder aber in letzterem eingebettet sind. Untersucht man im parallelen polarisierten Licht zentral getroffene Durchschnitte solcher Sphärolithe, in denen das Mineral seiner Faserachse parallel geschnitten erscheint, so gewahrt man in der Faserrichtung ein periodisches Wechseln isotroper und verschieden stark doppelbrechender Partien (vergl. nebenstehende Abbildung), was



auf einen schraubenartigen Bau (Drillung) der Fasern hinweist, und auch durch die Untersuchung im konvergenten Lichte bestätigt wird. Man beobachtet nämlich in den doppelbrechenden Partien der Mineralfasern ziemlich deutliche zentrale Bisektricenaustritte, während die isotropen Partien etwas undeutliche Achsen gleichfalls zentral austreten lassen. Verschiebt man das Mineral in der Faserrichtung mit Hilfe des Schlittentisches, so erhält man eine allmähliche Veränderung der Interferenzfigur vom schwarzen Kreuz des Bisektricenaustrittes bis zur hyperbolisch gekrümmten, sich im Zentrum des Gesichtsfeldes drehenden Isogyre des Achsenaustrittes. Mit vollkommener Sicherheit ließ sich aber der schraubenförmige Bau der Mineralfasern nur bei Anwendung einer von Boris Popoff vor kurzem vorgeschlagenen Methode nachweisen[1].

[1] Sitzungsberichte d. K. Nat. Ges. zu St. Petersburg vom 10. April 1910, sowie eine von den folgenden Nummern dieser Zeitschrift.

Was die Stärke der Drillung betrifft, so ist letztere im mittleren Teile des untersuchten Sphäroliths ziemlich bedeutend, wird aber bald viel milder, was sich sofort durch die starke Dehnung der isotropen und der doppelbrechenden Partien kundgibt, um aber schließlich in der Nähe der Umrandung des Sphäroliths wieder recht stark zu werden. Als Drehungsrichtung scheint die rechtssinnige entschieden vorzuherrschen, doch kommen auch linkssinnig gebaute Fasern vor. Die Drehung der Fasern geschieht, wie auch aus dem folgenden zu ersehen ist, um die optische Normale. Darauf deutet vor allem das Vorhandensein isotroper einander paarweise genäherter Partien, die ihre Lage bei Drehung des Mikroskoptisches nicht ändern, was nur bei senkrechtem Austritt der beiden optischen Achsen möglich ist. Letzteres ist aber nur bei einer Drehung um die optische Normale denkbar. Auch das Steigen und Fallen der Interferenzfarben in den Partien zu beiden Seiten eines Achsenaustrittes, das bei Einschaltung eines Probeplättchens in der Regelstellung erscheint, dürfte auf das gleiche hinweisen. Denn wenn wir in der Faserrichtung stets ein und dieselbe Lichtschwingung haben, so ist eine verschiedensinnige Veränderung der Interferenzfarben in den genannten Partien nur in dem Falle möglich, wenn diese Lichtschwingung bald mit der Schwingung des sich schneller fortpflanzenden Strahles zusammenfällt, bald mit der Schwingungsrichtung des langsamer fortschreitenden Strahles koinzidiert, somit die Schwingung der mittleren Lichtgeschwindigkeit ist.

Was nun die Bestimmung des Minerals selbst betrifft, so hat meine Untersuchung folgende Resultate ergeben. Das spezifische Gewicht mittelst Thouletscher Flüssigkeit und Westphalscher Wage bestimmt, erwies sich gleich 3,172. Auf dem Platinblech geglüht, wird das Mineral schmutziggrau; es schmilzt vor dem Lötrohr zu einer schwarzen Perle.

Parallel zur Faserachse ist eine Art Spaltbarkeit bemerkbar. In Schnitten senkrecht zur Faserachse gewahrt man aber keine Spaltbarkeit, dagegen eine Aggregatpolarisation und ein sonderbares undulöses Übereinanderlaufen der Interferenzfarben — wohl eine Folge des Schraubenbaues und der sphärolithischen Aggregation.

Salzsäure scheint das Mineral nicht anzugreifen.

Auf mikrochemischem Wege wurden mit Sicherheit Si, Fe, Ca, Mg nachgewiesen. Al ließ sich nicht konstatieren.

Von optischen Eigenschaften wurde vor allem der mittlere Brechungsindex β nach der van der Kolk'schen Methode bestimmt, dessen Größe ziemlich genau dem Mittel von 1,634 und 1,648 gleichkommen dürfte. Eine genauere Bestimmung war infolge des lockeren Zusammenhanges der Mineralfasern nicht möglich. Der Pleochroismus ist nicht sehr stark, aber immerhin deutlich: β graugrün, γ strohgelb, α ebenso, aber mit einem leichten Strich ins

Grüne. Absorption $\beta > \gamma = \alpha$. Dabei liegt β in der Faserachse, γ und α sind senkrecht dazu und beschreiben Schraubenlinien um die Faserachse. Die Bestimmung des Winkels der optischen Achsen nach einer gleichfalls von Boris Popoff, speziell für schraubenartig gebaute Substanzen ausgearbeiteten Methode ergab Größen, die um $2O = 64^0$ schwanken. Der Charakter der ziemlich starken Doppelbrechung ist positiv, die Auslöschung der Faserachse parallel.

Auf Grund der eben angeführten Eigenschaften glaube ich das Mineral der Gruppe der rhombischen Amphibole anreihen zu müssen, und zwar dürfte dasselbe dem Gedrit ziemlich nahe kommen, obwohl es sich von letzterem durch einige Eigenschaften, insbesondere durch die Lage der Achsenebene nicht gerade unwesentlich unterscheidet.

Doch muß darauf hingewiesen werden, daß das Hauptinteresse im gegebenen Falle sicherlich in dem Auftreten des schraubenförmigen Baues selbst bei einem Glied der Silikatfamilie liegt.

Eine ganz ähnliche Erscheinung konnte ich neulich auch bei einem Chlorit konstatieren, wo die Drehung um eine zur spitzen Bisektrix senkrechte Linie stattfindet. Eine genauere Beschreibung dieses Falles werde ich nach Einsammeln geeigneten Materiales veröffentlichen.

Es dürfte somit festgestellt sein, daß der schraubenförmige Bau Vertretern ganz verschiedener Mineralgruppen eigen ist[1].

Geol. Institut d. K. Universität St. Petersburg.

Ueber Lublinit, eine neue Varietät des Kalkspates.

(Berichtigung.)

Von **J. Morozewicz**, Krakau.

Im Jahre 1907 habe ich im XXXII. Bande (p. 487—492) des „Kosmos“ (des Organes des polnischen Naturforscher-Vereines „Copernicus“ in Lemberg) unter obigem Titel eine Mitteilung über ein merkwürdiges Vorkommen von Kalkspat publiziert. Dieses wurde mit einem besonderen Namen „Lublinit“ belegt. Es war eine filzähnliche Anhäufung von dünnen, langen Nädelchen, deren chemische und physikalische Eigenschaften sich von denen des Kalkspates nicht wesentlich unterscheiden. Einzelne Elemente des Filzes sind bloß ungemein nach einer Hauptrhomboederkante ausgezogene Calcitindividuen mit charakteristischer Auslöschungs-

---

[1] Vergl. auch M. A. Lacroix, Sur le minéral à structure optique enroulée constituant les phosphorites holocristallines du Quercy. C. R. T. 150. No. 22.

schiefe von 38° resp. 52°. Diese Bestimmung wurde auf einem im Dorfe Wysokie (Gouv. Lublin in Polen) gesammelten Material ausgeführt, wo der Lublinit Absonderungsspalten des obercretacischen Mergels ausfüllt.

Noch früher haben ähnliche Bildungen aus der Umgebung von Nowo-Alexandria (russifizierter Zwangsname der Stadt Pulawy im Gouv. Lublin) Iwanoff[1] und Tschirwinsky[2] beschrieben, indem sie glaubten, mit einem wasserhaltigen Calciumcarbonat zu tun zu haben.

Nach dem Erscheinen meiner Mitteilung, welche die wahre Natur des Lublinits aufgeklärt hatte, veröffentlichte N. Watitsch[3] im Jahre 1908 eine „bibliographische Notiz" unter dem Titel: „Lublinit, eine neue Mineralart des Kalkspats", worin er die schon publizierten Arbeiten über dieses Thema referiert, insbesondere aber den Inhalt meiner Untersuchung in fast buchstäblicher Übersetzung aus dem polnischen wiedergibt und den von mir vorgeschlagenen Namen „Lublinit" wiederholt und akzeptiert.

Alle diese Arbeiten wurden kurz im N. Jahrb. f. Min. etc. (1907. II. p. 358 u. 1909. II. p. 341) von Doss referiert, der den referierenden Charakter der Notiz von N. Watitsch ausdrücklich betont.

Mit Erstaunen habe ich also in der Liste der neuen Mineralnamen von L. J. Spencer[4] über Lublinit in Verbindung mit N. S. Watitsch's Namen, als Verfasser, gelesen. Offenbar hat L. J. Spencer das Referat von Watitsch für ein Original genommen und ihm die Einführung des Namens „Lublinit" irrtümlicherweise zugeschrieben.

Denselben Fehler begeht auch W. Wetzel in der kürzlich erschienenen Arbeit über Schaumspat[5], indem er in einer Aufzählung der „Modifikationen des wasserfreien kohlensauren Kalkes" wiederum den Namen Lublinit mit dem von N. Watitsch verbindet.

Die oben angeführten Zeilen haben den Zweck, diese irreleitenden Mitteilungen von Spencer und Wetzel zu berichtigen und einem so auffallenden Namenverwechseln in der Zukunft vorzubeugen.

---

[1] L. L. Iwanoff, Ein wasserhaltiges Calciumcarbonat aus der Umgebung von Nowo-Alexandria (Gouv. Lublin). Ann. géol. d. l. Russie. VIII. (1905.) p. 23. (Russisch u. deutsch.)

[2] P. N. Tschirwinsky, Die künstlichen und natürlichen Wassercarbonate des Calciums. Ebenda, p. 245.

[3] Ebenda. IX. (1908.) p. 241.

[4] A (fifth) list of new mineral names: with an index of authors. Mineralog. Magaz. XV. (1910.) p. 424.

[5] N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. p. 73.

Weitere Mitteilungen über den neuen Typus der Moldawite.

Von **E. Weinschenk** und **H. Steinmetz** in München.

Vor einiger Zeit[1] hatte der eine von uns Gelegenheit, auf einen eigenartigen Typus moldawitartiger Gläser hinzuweisen. welche seinerzeit von dem inzwischen verstorbenen k. k. Straßenmeister Ph. Huda in Kuttenberg gefunden und ihm zur Begutachtung eingesandt worden waren. Die Deutung, welche diese eigenartigen Funde damals erfuhren, daß es sich nämlich um Glieder der Reihe der glasigen Meteorite, der Tektite, handele, wurde kurz darauf von verschiedenen Seiten als unhaltbar bezeichnet und der Verfasser der ersten Notiz stellte in einer Erwiderung auf diese Angriffe weitere Untersuchungen über diese Vorkommnisse in Aussicht.

Es erwies sich bald, daß die nach Suess und Rzehak „allenthalben in Böhmen und Mähren auf den Feldern vorkommenden prähistorischen Glasperlen" vom Charakter der Kuttenberger Kugeln ziemliche Seltenheiten sind, und daß auch die Museen der in Betracht kommenden Gebiete ebenso wie die zahlreichen Privatsammler höchstens ganz wenige Proben derartigen Materials besitzen. Durch die liebenswürdigen Bemühungen des Herrn Prof. Dr. Jaroslaw Jahn in Brünn gelang es, eine Reihe von Stücken dieser Art aufzustöbern, und der Direktor der prähistorischen Abteilung des mährischen Landesmuseums in Brünn hatte die besondere Liebenswürdigkeit, uns von den 4 Stücken des dortigen Museums eines zur genaueren physikalischen und chemischen Untersuchung zu überlassen. Beiden Herren sei hier unser herzlichster Dank ausgedrückt.

Es sind mir so im ganzen etwa ein Dutzend hierher gehöriger Stücke bekannt geworden, davon stammen vier von Oberkaunitz in Mähren, wo sie neben Bronzen in prähistorischen Gräbern gefunden worden waren — drei von diesen befinden sich im mährischen Landesmuseum, eines wurde zur chemischen Analyse verarbeitet; andere stammen von dem nicht weit entfernten Dukowan. Eines der Kügelchen stellt einen ganz isolierten Fund beim Bau der katholischen Kirche in Prussinowitz bei Bistritz a. d. Hostein in Mähren dar, und von allen diesen, in der Größe der Kuttenberger Kügelchen etwa gleichen, ca. 1 cm großen Gebilden, hebt sich eine Glaskugel von Pardubitz in Böhmen hervor, welche über 2 cm im Durchmesser hat. Letztere zeigt auf der gleich den übrigen ziselierten Oberfläche stellenweise deutlich jüngere Spuren einer Bearbeitung mit Schleifmaterialien. Während der Drucklegung dieser Mitteilung kam uns durch weitere Bemühungen des Herrn Prof. Jaroslaw Jahn noch einiges interessante Material dieser Art zu Gesicht,

[1] Dies. Centralbl. 1908. p. 737.

welches mit derselben erwähnten Kugel von Pardubitz später eine genauere Darstellung erfahren soll. Die kleineren, aus Mähren und Böhmen stammenden Kügelchen hatten insgesamt recht ähnliche Beschaffenheit ihrer Oberfläche, meist zwischen den beiden Extremen der beschriebenen Kuttenberger Kügelchen stehend; man konnte auch hin und wieder in den Vertiefungen Spuren ähnlicher brauner glasiger Substanzen auffinden, wie sie an den Kuttenberger Kugeln als Reste ihrer meteorischen Rinde gedeutet wurden. Ihre Durchsichtigkeit war ziemlich gut, aber ebensowenig vollkommen, wie die der schon beschriebenen Kügelchen, und eine durch Gasblasen und auch durch mikroskopische Kristallisationen schlierige Beschaffenheit ließ sich allenthalben feststellen. In allen Äußerlichkeiten stimmten diese Gebilde miteinander überein, nur nicht in der Farbe, jedes hatte so ziemlich seine eigene Nuance. Das zur chemischen Untersuchung gelangte von Oberkaunitz war ganz lichtgelb, ein anderes vom gleichen Fundorte braun, das dritte etwa chrysolithfarbig und das vierte blaugrün, letztere beide ähnlich den Kuttenberger Kügelchen. Jedes der uns zu Händen gekommenen kleineren Kügelchen wurde auf sein spezifisches Gewicht geprüft und es ergab sich trotz der ganz verschiedenartigen Farben und trotz der keineswegs homogenen Beschaffenheit, daß ihr spezifisches Gewicht in allen Fällen fast genau das gleiche war, wie jenes von Quarz, im allgemeinen nur in der dritten Dezimale von diesem verschieden und hier etwas höher. Auch die Lichtbrechung sämtlicher Vorkommnisse erwies sich als recht ähnlich, indem sie beim Eintauchen in verdünnte Thoulet'sche Lösung mit der Lichtbrechung von etwa 1,57 kein Relief mehr erkennen ließen. Mehrere Stücke, welche uns aus Anlaß dieser Recherchen zugesandt wurden, erwiesen sich als weit abweichend von dem geschilderten Typus; einzelne waren normale Moldawite, andere stellten zweifellose Scherben von Flaschenglas dar, auch eine Probe von Chrysopras befand sich darunter. Aber all diese vom Normaltypus verschiedenen Bildungen zeigten schon äußerlich nicht die geringste Ähnlichkeit mit den Kügelchen von Kuttenberg und ließen namentlich auch die so bezeichnende Skulptur der Oberfläche vermissen. An dem uns zur Untersuchung überlassenen Kügelchen von Oberkaunitz (Gew. ca. 1 g) wurde zunächst das spezifische Gewicht mittels Thoulet'scher Lösung und Westphal'scher Wage bestimmt; es ergab sich zu 2,656. Dann wurde die Lichtbrechung an dem polierten Querschnitt mit dem Abbe'schen Totalreflektometer gemessen zu 1,571. Die Härte des Glases erwies sich als ziemlich niedrig, fünf der Mohs-schen Skala nicht überschreitend.

Die mikroskopische Untersuchung ließ ein durch Züge von Gasblasen schlieriges, im Dünnschliff vollständig farbloses Glas erkennen, in welchem stellenweise ziemlich massenhaft Kri-

stallskelette und Kristalle vorhanden waren, die als dünntafelig entwickelte Individuen eines optisch positiven hexagonalen Minerals bestimmt wurden. Seine Lichtbrechung ist etwas höher als die des Glases und wurde auf ca. 1,6—1,65 geschätzt, seine Doppelbrechung dürfte jener des Sillimanits ähnlich sein. Es scheint daher kein Zweifel vorhanden zu sein, daß es sich bei diesen Kristallisationen um das in künstlichen Gläsern so weit verbreitete, mit dem Wollastonit dimorphe hexagonale Kalkmetasilikat handelt. Dessen optische Konstanten werden angegeben[1]: $\alpha = 1{,}615$, $\gamma = 1{,}636$; $\gamma - \alpha = 0{,}021$. Merkwürdigerweise ist diese Substanz, welche sich in künstlichen kalkreichen Schmelzen so außerordentlich leicht bildet, in natürlichen irdischen Vorkommnissen bis heute völlig unbekannt. Durch die unten folgende Analyse, welche einen außerordentlich hohen Kalkgehalt dieser Glaskugel angibt, wird die Wahrscheinlichkeit, daß es sich um dieses Silikat handelt, weiter gehoben.

Für die chemische Analyse wurde das fein gepulverte Material durch Schmelzen mit reinem, trockenem Natriumcarbonat aufgeschlossen, die Schmelze in verdünnter Salpetersäure gelöst und zur Trockene eingedampft. Der Rückstand, noch dreimal mit Salpetersäure abgeraucht, wurde mit verdünnter Säure aufgenommen und die unlösliche Kieselsäure abfiltriert. Das Filtrat, kalt mit Soda neutralisiert, wurde mit überschüssigem Natriumazetat versetzt und durch Kochen das Gemenge von Eisen- und Aluminiumhydroxyd ausgeschieden. Der filtrierte Niederschlag wurde nochmals in heißer, verdünnter Salpetersäure gelöst und mit Ammoniak ein zweites Mal gefällt. Aus dem Filtrat von Eisen und Aluminium schied sich beim Einengen mit etwas Brom das Mangan als braunes Dioxydhydrat ab; dieses wurde in verdünnter Salzsäure unter Zusatz von etwas Hydroperoxyd gelöst und dann mit fünffach norm. Ammoniak und $\frac{1}{10}$ norm. Hydroperoxyd ausgefällt. Aus den vereinigten Filtraten fällte nach dem Einengen und Zusatz von etwas Chlorammonium und Ammoniak Ammoniumoxalat das Calcium aus, das nach 24stündigem Stehen filtriert wurde. Aus dem Filtrat endlich wurde durch Phosphorsalzlösung das Magnesium abgeschieden. Ein durch Schwefelwasserstoff fällbarer Bestandteil wurde nicht gefunden.

Das Glas schmolz unter ziemlich starker Blasenentwicklung und erlitt dabei einen Gewichtsverlust von 0,22 %; nach raschem Schmelzen und Erstarren blieb es glasförmig; wenn es aber etwa zwei Minuten lang in schmelzflüssigem Zustand erhalten wurde, entglaste es beim Erkalten vollständig[2] und schmolz dann auch nur mehr unvollkommen.

[1] P. Groth, Chemische Kristallographie. II. (1908.) p. 238.

[2] In dieser Beziehung hat das hier untersuchte Glas völlige Ähnlichkeit mit dem „Moldawit" von Krems bei Budweis, welchen Helmhacker

Zunächst wurde die eine Hälfte des gelben Kügelchens von Oberkaunitz der Analyse (I) unterzogen, sodann zur Kontrolle auch die zweite (II) analysiert.

Analyse des Glaskügelchens von Oberkaunitz:

	I	II
Angew.	0,5329 g	0,4471 g
SiO_2	0,2431 „	0,2054 „
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,0404 „	—
Mn_3O_4	0,0070 „	—
CaO	0,1465 „	0,1250 „
$Mg_2P_2O_7$	0,0387 „	0,0333 „

Daraus ergibt sich

	I	II
SiO_2	45,67 %	45,93 %
Al_2O_3	6,64 „	—
FeO	0,79[1] „	—
MnO	1,10 „	—
CaO	27,49 „	27,96 „
MgO	2,60 „	2,69 „

Die Alkalien bestanden aus vorherrschendem Natron neben wenig Kali und ergeben sich aus der Differenz von I zu ca. 15,5 %.

Wie schon aus dem hohen Eigengewicht und der bedeutenden Lichtbrechung geschlossen worden war, handelt es sich um ein ganz ungewöhnlich basisches Glas, dessen Neigung zur Entglasung bei dem hohen Kalkgehalt und dem geringen Prozentsatz an Tonerde naturgemäß sehr groß sein muß. Die Erscheinung, daß schon nach zwei Minuten langem Schmelzen völlige Entglasung eintritt, und die Substanz nunmehr sehr schwer schmelzbar wird, spricht an sich gegen die Wahrscheinlichkeit, daß die prähistorischen Menschen gerade ein so schwer zu behandelndes Gemenge zur Herstellung ihrer Schmucksachen zusammengestellt hätten. Den unter den natürlichen irdischen Vorkommnissen ist kein Rohmaterial von auch nur annähernd ähnlicher Zusammensetzung bekannt, und es würde auf ein geradezu undenkbares Raffinement in den ersten Stadien der Kultur schließen lassen, wollte man diese merkwürdig zusammengesetzten Gebilde wirklich prähistorischer Kunstfertigkeit zuschreiben. Dazu kommt, daß die aus

„im Serpentin eingeschlossen“ gefunden haben will. Auch dieses schmolz unter Aufblähen zu einer Schlacke. Suess hebt dieses Verhalten besonders als gegensätzlich gegenüber den „echten“ Moldawiten hervor, welche beim Schmelzen ein völlig klares Glas geben. Die Möglichkeit, daß ein Glaskörper als Einschluß in einem so weit veränderten Gestein auftreten soll, wie es ein Serpentin ist, muß natürlich völlig verneint werden.

[1] Speziell durch Titration aus dem Gemenge von Eisen- und Aluminiumoxyd bestimmt.

Böhmen und Mähren uns zu Gesicht gekommenen Kugeln trotz der Verschiedenheit ihrer Farbe so auffallend ähnlich im spezifischen Gewicht sind, daß sie fast alle gleichzeitig in verdünnter THOULET'scher Lösung schweben. Es müßte ferner angenommen werden, daß die Kunst, gerade solche Glaskügelchen zu machen, damals in ziemlich weiten Bezirken bekannt war, oder daß sie einen besonders hoch geschätzten Handelsartikel darstellten, denn nur so ließen sich die auf weite Entfernungen verstreuten vereinzelten Funde erklären.

Schon früher wurde eine grüne Glaskugel von Netin bei Groß-Meseritsch durch C. v. JOHN[1] einer Analyse unterzogen, welche bemerkenswerterweise sehr weit von den hier erhaltenen Resultaten abweichende Zahlen ergab:

SiO_2	52,32 %
Al_2O_3	0,30 „
Fe_2O_3	—
FeO	1,20 „
MnO	1,02 „
CaO	17,52 „
MgO	3,60 „
K_2O	22,84 „
Na_2O	0,24 „
Glühverlust	0,80 „
	99,84 %.

Wenn auch kein Zweifel sein kann, daß diese Zusammensetzung fast ebenso anomal ist wie jene, welche wir in dem Kügelchen von Oberkaunitz gefunden haben, und daß sie ebenfalls gegen die Annahme eines künstlichen Glases spricht, so können wir sie doch nicht direkt mit dem von uns untersuchten Glaskörper in Verbindung setzen. Die merkwürdige Übereinstimmung in Eigengewicht und Lichtbrechung der sämtlichen uns übergebenen Glaskugeln aus Böhmen und Mähren macht für diese wenigstens solche Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung im höchsten Grade unwahrscheinlich.

Wie schon betont wurde, gibt es unter den natürlichen irdischen Vorkommnissen nichts, was nur einigermaßen zur Erklärung der Zusammsetzung des Kügelchens von Oberkaunitz herangezogen werden könnte. Es hätte also wohl ein künstlicher Glassatz dazu verwendet werden müssen. Wenn wir unsere heutige so hoch entwickelte Glasindustrie überblicken, so finden wir so basische Gläser, wie sie hier vorliegen, nur ganz ausnahmsweise. Man darf dabei selbstverständlich nicht die einfachen Zahlen des Kieselsäuregehaltes jener Gläser berücksichtigen, welche größere

[1] Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1899. p. 179.

Mengen von Barynm, Blei, Thallium und anderen Elementen mit hohem Atomgewicht enthalten; hier tritt selbstverständlich im Zahlenwert die Kieselsäure selbst zurück.

Unter allen Analysen alter und neuer künstlicher Gläser konnte auch nach freundlicher Auskunft der Jenenser Glaswerke sowie der Redaktion der Tonindustriezeitung nur eine einzige gefunden werden, welche einigermaßen wenigstens Ähnlichkeit mit dem Glas von Oberkaunitz hat. Das ist ein französisches Champagnerflaschenglas, dessen Zusammensetzung rund folgende ist:

SiO_2	46 %
Al_2O_3	14 „
Fe_2O_3	6 „
CaO	28 „
Alkalien	6 „

Die Übereinstimmung im Gehalt an Kieselsäure und Kalk wird durch die Verhältnisse derselben zu Tonerde und Alkalien wieder völlig aufgehoben; an Tonerde haben wir hier mehr als doppelt so viel, an Alkalien etwa $\frac{2}{5}$ des Gehaltes, welcher in der Glaskugel von Oberkaunitz bestimmt wurde. Schon der verhältnismäßig hohe Tonerdegehalt des französischen Glases macht es wahrscheinlich, daß dessen Tendenz zur Entglasung ein sehr geringer ist. Jedenfalls aber ist unter allen Umständen festzustellen, daß von antiken und prähistorischen Gläsern von unzweifelhaft künstlicher Provenienz keines bekannt ist, das nicht etwa 20—25 % mehr Kieselsäure enthalten würde, als das Glas von Oberkaunitz.

Wenn Suess betont, daß in der vorhin angeführten Analyse des Glaskörpers von Netin chemische Verhältnisse vorhanden sind, welche bei irdischen Gesteinen unmöglich vorkommen können, so gilt das wohl auch in gleichem Maße von den Analysen der von ihm als Meteoriten anerkannten Moldawite. Wenn Suess nicht nur das Verhältnis von $CaO : Na_2O : K_2O$ berücksichtigt hätte, deren Mengen in den angeführten Analysen der Moldawite z. T. so gering sind, daß sie überhaupt innerhalb der analytischen Fehlergrenzen liegen, sondern z. B. das Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO + Na_2O + K_2O$, so hätte er sicher zur Überzeugung kommen müssen, daß auch in den Moldawiten unseren irdischen Verhältnissen völlig fremde Körper vorliegen.

Wenn man überhaupt in weiterem Umkreis die chemische Beschaffenheit der Meteoriten betrachtet, so kommt man, auch ganz abgesehen von den häufigen Eisenmeteoriten, zu einem ganz analogen Resultat: die chemische Zusammensetzung der Meteoriten ist in ihren Grundzügen von allem Irdischen ebenso verschieden wie ihre mineralische Zusammensetzung. Was in irdischen Gesteinen weitaus vorherrscht, so die Mineralkombination des Granits

oder Syenits, das ist unter den Meteoriten auch nicht in Andeutungen bekannt, und andernteils findet sich die gewöhnliche Mineralkombination der Chondrite — Olivin mit Pyroxen und wenig Plagioklas — nur in ganz seltenen und unbedeutenden irdischen Vorkommnissen. Und welcher Petrograph würde vollends das Auftreten von reichlichem Tridymit in einem vorherrschend aus Bronzit oder gar aus Olivin bestehenden irdischen Gestein auch nur für möglich halten!

Es sind ganz zweifellos andere Verhältnisse, welche die Prozesse der magmatischen Spaltung auf den Himmelskörpern beherrschen, aus welchen die Meteoriten herstammen, als jene, die auf unserer Erde maßgebend sind. Es scheint daher in viel höherem Maße für als gegen den meteorischen Ursprung eines Körpers zu sprechen, wenn in demselben chemische Verhältnisse nachgewiesen sind, die in irdischen Gesteinen undenkbar erscheinen. Man möge dies nicht etwa in der Weise auslegen, daß wir irgend ein Gebilde schon etwa deshalb für meteorisch halten, weil es von den normalen irdischen Gesteinen abweichend zusammengesetzt ist; wir möchten dieses Verhältnis nur insofern besonders hervorheben, weil wir nach allen Erfahrungen der Meteoritenkunde in einer solchen anomalen Zusammensetzung nun einmal keinen Beweis gegen den meteorischen Ursprung sehen können.

Um die Resultate zusammenzufassen, so wäre hervorzuheben, daß in Böhmen und Mähren in weiteren Bezirken, aber äußerst sporadisch, unter verschiedenartigen Verhältnissen häufig auch mit Kulturfunden zusammenhängend, kleine, meist kaum zentimetergroße Glaskugeln gefunden worden sind, welche bei recht verschiedener Färbung durch merkwürdige Uebereinstimmung im spezifischen Gewicht und in der Lichtbrechung sich auszeichnen, die beide ziemlich hoch über dem für gewöhnliche Gläser normalen Werte stehen. Äußerlich zeigen diese Gebilde mehr oder minder vollkommene Kugelform, öfters mit einem schwach angedeuteten sogen. „Ansatzzapfen“ und eine im höchsten Grade merkwürdige Ziselierung der Oberfläche, welche von einem von uns früher beschrieben wurde. Diese Oberfläche ist — und das muß allen Entgegnungen gegenüber wieder und wieder betont werden —, im großen wie im kleinen — gänzlich verschieden von der normalen Verwitterungsoberfläche künstlicher Gläser. Es fehlt an der Oberfläche dieser zweifellos sehr lange Zeit in der Erde begraben gewesenen Kügelchen die eigentümliche perlmutterartige Verwitterungskruste der gewöhnlichen „verwitterten“ Gläser und es tritt an ihrer Stelle in seltenen Fällen eine braune, etwas blasige, aus Glas bestehende Kruste, welche sich von der wie poliert aussehenden, z. T. mäandrisch ziselierten, frischen Oberfläche des reinen Glaskörpers glatt und leicht ablöst.

In bezug auf die chemische Zusammensetzung lassen diese

Kugeln keinen irgendwie gearteten Vergleich weder mit irgend einem irdischen Gestein noch mit einem künstlichen Glas zu. Sie sind chemisch völlig eigenartige Gebilde, die man auch, wenn sie in rein vulkanischen Gebieten gefunden worden wären, niemals als vulkanische Auswürflinge ansehen durfte. In dieser Beziehung weichen sie von allen denkbaren irdischen Vorkommnissen noch weiter ab als die bisher anerkannten Tektite.

Daß sie ein Produkt der Kunstfertigkeit der Menschen in den Anfangsstadien der Kultur darstellen sollten, ist zum mindesten äußerst unwahrscheinlich, denn wie sollte der prähistorische Mensch darauf gekommen sein, durch Mischen verschiedener Substanzen gerade ein so leicht zu entglasendes Gemenge zum Glasblasen sich anzufertigen, wie es hier vorliegt, ganz abgesehen davon, daß kein anderes Artefakt des prähistorischen Menschen eine auch nur annähernd so sinnwidrige Zusammensetzung hat. Endlich könnte es schließlich noch ein Zufalls- resp. Abfallsprodukt irgend einer anderen technischen Verrichtung sein. Da mag doch wohl die Feststellung genügen, daß in jenen Kulturstadien, in welche diese Glaskügelchen zurückverwiesen werden müssen, abgesehen vom Glasblasen und von Metallgewinnung, von irgend einer Mineraltechnik nicht die Rede sein kann. Und Schlacken irgendwelcher Art sind diese zierlichen Gebilde sicher nicht, dagegen spricht ihr Aussehen ebensowohl als ihre chemische Zusammensetzung. Die einzige Deutung, welche nach diesen Ausführungen übrig bleibt, ist jene, welche der eine von uns schon früher gegeben hat, daß es sich um eine eigenartige Gruppe der glasigen Meteoriten handelt und daß diese Kügelchen außerirdischen Ursprungs sind und einen sehr basischen Typus der Tektite darstellen.

Im Verlauf unserer Forschungen nach Vergleichsmaterial für die böhmisch-mährischen Funde wurden wir von Herrn Prof. Dr. Jahn darauf aufmerksam gemacht, daß sich im Museum des historischen Vereins in Regensburg ähnliche Gebilde befinden. Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Hofrat Dr. Brunhuber daselbst wurde dort in der Sammlung in der Ulrichskirche eine der Kugel von Pardubitz in Größe, Farbe und Oberflächenbeschaffenheit ähnliche Kugel eruiert, welche uns von dem Konservator dieser Sammlung, Herrn Rektor Steinmetz freundlichst zur Untersuchung überlassen wurde. Auch den Regensburger Herren sei unser bester Dank ausgedrückt.

Dieser, in Form, Farbe und Ziselierung der Oberfläche der Kugel von Pardubitz sehr ähnlich aussehende Glaskörper zeigte im Gegensatz zu allen vorher erwähnten Funden ein bedeutend geringeres Eigengewicht, etwa gleich demjenigen vom normalen Flaschenglas. Beim Schmelzen erlitt das Gebilde keinen Gewichtsverlust und entglaste auch bei längerem Schmelzen nicht, sondern wurde nur durch kleine Bläschen trübe. Die chemische Analyse ergab:

Analyse der Regensburger Glaskugel:

Angew.	0,9507 g	
SiO_2	0,6479 „	= 68,15 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0.0253 „	= 2,66 „
MnO	0,0071 „	= 0,69 „
CaO	0,1226 „	= 12,85 „
$Mg_2P_2O_7$	— „	= 0,00 „

Von Alkalien war qualitativ nur Na_2O nachweisbar, dessen Betrag sich aus der Differenz annähernd wie bei Kugel von Oberkaunitz auf 15,5 % berechnet. Abgesehen von dem viel höheren Kalkgehalt erscheinen die übrigen Bestandteile in Mengen, wie sie normale antike Gläser aufweisen, auf welche durch den Fund in einem römischen Grab hingewiesen zu sein scheint. Von dem Bestand des mährischen Kügelchens unterscheidet sich die Regensburger Glaskugel in jeder Beziehung, wie übrigens schon nach der Bestimmung des spezifischen Gewichts zu erwarten war. Normale antike Gläser zeigen nach Fehling etwa folgende Grenzwerte[1]:

SiO_2	64,25	bis	72,30
Al_2O_3	0,57	„	3,30
Fe_2O_3	0,25	„	2,00
MnO	Spuren	„	2,32
CaO	3,04	„	8,56
MgO	Spuren	„	1,44
Na_2O	13,79	„	22,39

Wenn auch, wie schon erwähnt, der Kalkgehalt der Regensburger Kugel etwas außer der Reihe liegt, so halten sich die übrigen Bestandteile innerhalb der an unzweifelhaft künstlichen Gläsern festgestellten Grenzen, und auch das Verhalten der Regensburger Kugel bei andauerndem Schmelzen beweist, daß es sich dabei um einen brauchbaren Glassatz handelt.

Die Verhältnisse liegen nun zweifellos außerordentlich kompliziert: auf der einen Seite die Glaskugeln aus Böhmen und Mähren, z. T. aus prähistorischen Gräbern stammend, wohin sie offenbar als Schmuckgegenstände gelangt sind — dabei von einer Zusammensetzung, daß auch die hochentwickelte moderne Glasindustrie solche Gebilde wohl kaum hervorbringen könnte. Auf der anderen Seite die Regensburger Kugel aus einem römischen Grab mit einer chemischen Beschaffenheit, die fast ganz in den Rahmen normaler römischer Gläser fällt. Dabei, trotz der außerordentlich großen Unterschiede der chemischen Zusammensetzung — bei Oberkaunitz 45,75 % SiO_2 gegen 27,75 % CaO, in Regensburg 68,15 % SiO_2 gegen 12,85 % CaO —, die so außerordentlich

[1] H. v. Fehling, Handwörterbuch der Chemie. 1878. 3. p. 371.

übereinstimmende und von allen sonstigen Glaskörpern abweichende Beschaffenheit der mäandrisch ziselierten, hochglänzenden Oberfläche der Kugeln, die sich bei der Regensburger, einem normalen Glassatz der Antike sicher nicht fernstehenden Kugel in so ausgesprochenen Gegensatz zu der angewitterten, einer normalen Verwitterungsfläche von Glas äußerst ähnlichen Bruchfläche stellt. Es sind der Rätsel zu viele. Die Zusammensetzung des Glaskörpers von Regensburg könnte ganz zweifellos aus einer altrömischen Glashütte hervorgegangen sein, warum aber die so scharf charakterisierte und gänzlich anomale Ziselierung der Oberfläche des antiken Gegenstandes so ganz anders erscheint als die normale Verwitterungsfläche auf dem Querbruch der Kugel, ist doch wohl schwierig zu erklären. Aber noch viel schwieriger erscheint eine Erklärung dafür, daß die Menschen auf der niedersten Kulturstufe zum Zwecke des Schmuckes sich Gläser wie die Kugeln von Oberkannitz hergestellt hätten, welche auch die weit vorgeschrittene Technik kaum imstande ist, in glasiger Form zu verarbeiten. Für die Bewertung eines solchen Glaskörpers hat natürlich die zufällige Fundstelle auszuscheiden. Naturgebilde von einer so auffallenden Beschaffenheit, wie sie diese Glaskugeln darstellen, sind zweifellos immer dem Schmuck des Menschen dienstbar gemacht worden, ob sie nun künstlich von ihm erzeugt oder zufällig im Felde aufgefunden wurden — die Fundstelle selbst wird also weder für noch gegen irgend eine Theorie sprechen. Aber die von normalen künstlichen Glassachen so weit verschiedene Beschaffenheit der Oberfläche, die, wie immer und immer wieder betont werden muß, mit der Verwitterung der Oberfläche künstlicher Gläser ganz und gar nichts zu tun hat und die gleichmäßige Kugelform all dieser Gebilde mit anomaler Oberfläche weisen doch immerhin diese Glasbildungen auf eine anomale Entstehung zu.

Die Zusammensetzung des Kügelchens von Oberkannitz mit seinen ganz anomalen Verhältnissen und die Übereinstimmung im spezifischen Gewicht der gesamten böhmisch-mährischen Funde dieser Art, welche allen natürlichen und künstlichen Gebilden schroff gegenübersteht, lassen für diese wie für die analog beschaffenen Kuttenberger Kugeln keine Erklärung zu, welche deren irdische Provenienz annimmt. Wenn aber für diese eine solche Annahme einmal zugelassen wird, dann kann auch die Regensburger Kugel mit derselben eigenartigen Oberflächenskulptur von dieser Theorie kaum ausgeschlossen, werden und die Gruppe der Tektite zeigt, wenn auch ihr Verbreitungsbezirk nicht allzu groß ist, doch eine überraschende Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung.

München, Petrographisches Seminar, Dezember 1910.

Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern[1].

Von **Heinrich Löwy** in Göttingen.

Mit 2 Textfiguren.

Bis vor kurzem noch waren die geologischen Methoden die einzigen, die uns einen einigermaßen zuverlässigen und detaillierten Aufschluß über die Konstitution des Erdinnern geben konnten. So überraschend in vielen Fällen die Sicherheit ist, mit der der Geologe z. B. über das Vorhanden- oder Nichtvorhandensein von Grundwasser an einer bestimmten Stelle des Erdinnern entscheidet, so bleibt doch zu bedenken, daß seine Schlüsse stets nur Analogieschlüsse sind, die — unter Annahme einer gewissen Kontinuität der Lagerungsverhältnisse — von Bekanntem auf Unbekanntes extrapolieren, und notwendig versagen müssen, wo jene Kontinuität durchbrochen ist. Einer geologischen Aussage kommt niemals jener Grad von Gewißheit zu, welchen eine Tiefbohrung besitzt.

Inzwischen ist aber durch das Aufblühen der Seismologie eine direkte Methode geschaffen worden, die jenem Ideal an Sicherheit sehr viel näher kommt. In seiner neuen Arbeit über Erdbebenwellen[2] (§ I „Seismik als Mittel zur Erforschung des Erdinnern") sagt E. Wiechert nach einer Besprechung der bisher vorhandenen Methoden: „Ganz anders steht es um die Erdbebenwellen. Durch ihre Beobachtung können wir wirklich lokalisieren, können wir die elastische Beschaffenheit des Erdinnern in den einzelnen Schichten und Ort für Ort in diesen bis herab zu den größten Tiefen erschließen. Der Umstand, daß die Erdbebenwellen durch den Erdkörper tatsächlich hindurchgehen, macht uns diesen gewissermaßen durchsichtig, erlaubt uns Außenstehenden, sein Inneres zu durchforschen."

Im folgenden teile ich eine neue, auf wesentlich anderen Grundlagen beruhende Methode mit, welche sich vielleicht geeignet erweisen dürfte, die Ergebnisse der Seismik in bestimmter Hinsicht zu ergänzen. Während nämlich die Seismik Aufschluß über die elastische Beschaffenheit des Erdinnern gibt, ermöglicht die neue Methode, das Erdinnere mit Rücksicht auf seine elektrischen Eigenschaften zu erforschen. Diese Methode stützt sich im wesentlichen auf die Tatsache, daß elektrische Wellen — wie es auch die Theorie voraussehen läßt — trockenes Erdreich und Gestein ohne erhebliche Schwächung passieren. Über Versuche in größerem Maßstabe, die ich zu diesem Nachweise mit Herrn Dr. Gotthelf Leimbach unternommen habe, wird weiter unten berichtet.

---

[1] H. Löwy und G. Leimbach, Phys. Zeitschrift. **11**. 1910. p. 697.

[2] E. Wiechert und L. Geiger, „Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern". Phys. Zeitschrift. **11**, 294. 1910.

Zunächst ist das Folgende klar: Wenn überhaupt elektrische Wellen auf größere Tiefen in den Erdboden eindringen, so müssen sich mit ihrer Hilfe etwa eingelagerte Metallmassen nachweisen lassen. In der Praxis wird man sich insbesondere zweier Anordnungen bedienen, welche ich kurz als „Reflexionsmethode“ und „Absorptionsmethode“ unterscheiden will.

Bei der ersten Methode wird an einem bestimmten Punkte A der Erdoberfläche eine schräg gegen die Oberfläche gerichtete Sendeantenne A B aufgestellt; die Wellen, welche vom Sender ausgehen, werden an einem Medium (M), dessen elektrische Leitfähigkeit oder Dielektrizitätskonstante von den entsprechenden Konstanten der Umgebung wesentlich verschieden sind, reflektiert und gelangen an einen bestimmten Punkt der Erdoberfläche, der mit dem Empfangsapparate (A' B') aufzusuchen ist. Empfänger und Sender wirken als gerichtetes System, welches erlaubt, die direkt durch Luft oder Erdboden übermittelten Wellen von den

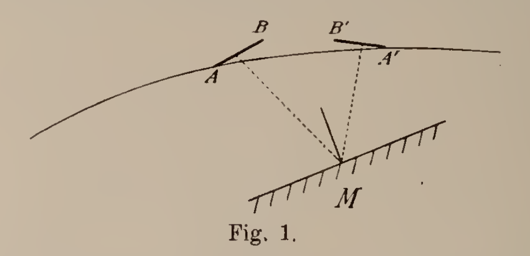


Fig. 1.

reflektierten zu trennen. Variiert man — bei konstanter Lage des Senders — den Winkel des Empfängers, so durchläuft die Empfangswirkung zwei Maxima, von denen das eine wesentlich von den direkten Wellen, das andere wesentlich von den reflektierten herrührt.

Bei der Absorptionsmethode kommen Bohrlöcher von ca. 300 m Tiefe zur Anwendung, in welche die Antennendrähte versenkt werden. Werden elektrische Wellen, die vom Sender (S) ausgehen (Fig. 2), von dem Empfänger E_1 angezeigt, aber nicht angezeigt von dem gleich weitentfernten Empfänger E_2, so bedeutet das, daß im Strahlenweg von S nach E_2 elektrisch leitfähige Massen eingelagert sind, die teils durch Reflexion, teils durch Absorption den Durchgang der Wellen verhindern.

Zunächst dürfte es als ein großer Nachteil dieser Methode erscheinen, daß Bohrlöcher verwandt werden. Dagegen ist zu sagen, daß die Absorptionsmethode — im Gegensatz zur Reflexionsmethode — als eine Methode zur systematischen Durchforschung großer Gebiete gedacht ist. Die beträchtliche Tiefe der Bohrlöcher ist erforderlich, erstens, um symmetrische Antennen von ca. 100 m Gesamtlänge darin unterzubringen, zweitens aber,

um die Äquatorialebene[1] des Senders möglichst in trockenes Gebiet zu verlegen. Rechnen wir mit einer maximalen Reichweite von 400 km, was sicher nicht zu hoch gegriffen ist, so wäre das zu untersuchende Gebiet etwa in ein quadratisches Netz von 50 km Seitenlänge einzuteilen, an dessen Eckpunkten die Bohrlöcher anzubringen sind. Bei dieser Anordnung würde pro 2500 qkm über 200 verschiedene Punkte variabler Tiefe durchforscht. Zur systematischen Erforschung der ganzen ungarischen Tiefebene würden 48 Bohrlöcher ausreichen, deren Kosten bei 300 m Tiefe nicht mehr als 440000 Mk. betragen würden, während ein einziges Bohrloch von 1000 m Tiefe 30000 Mk. kostet. Ein wesentlicher Vorteil dieser Methode besteht aber darin, daß sie gestattet, mit Bohrlöchern von bestimmter Tiefe sehr viel tiefer gelegene Punkte des Erdinnern zu erforschen. Zufolge der Erdkrümmung passieren nämlich die elektrischen Wellen bei Distanzen von 300 km Punkte von 1000 m Tiefe.

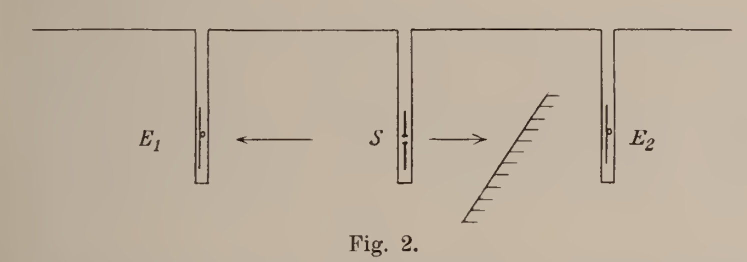


Fig. 2.

Wie kommt es, daß so naheliegende Anwendungsmöglichkeiten sich bisher der Beachtung entzogen haben? Das mag zweierlei Gründe haben: Einmal ist man — schon von den Elementen der Elektrizitätslehre her — gewohnt, die Erde als Leiter anzusehen[2] und ist in dieser Hinsicht verführt, die Absorption elektrischer Wellen im Erdboden zu überschätzen. Anderseits aber dürfte die große geologische Mannigfaltigkeit des Erdinnern manchen abgeschreckt haben, bei so äußerst komplizierten Verhältnissen noch auf klare Resultate zu hoffen.

Was den ersten Punkt betrifft, so sprechen die mathematischen Formeln eine genügend klare Sprache. Erweitert man die Hertzsche Lösung der Feldgleichungen[3] auf den Fall, daß der Oszillator (Antenne) in einem beliebig leitfähigen Medium eingebettet ist, so erhält man das Resultat, daß die elektrische Feldstärke mit der Entfernung r (vom Oszillator) abnimmt wie

[1] d. i. die Ebene (senkrecht zur Antenne), in welcher sich der Hauptteil der Energie fortpflanzt.

[2] Das Wort „erden“ bedeutet ja „eine Verbindung mit einem großen und vollkommenen Leiter herstellen“.

[3] M. Abraham, Enzyklop. d. Math. Wiss. V. 18. No. 4.

$$\frac{e^{-\beta r}}{r}$$

wo

$$\beta = + \sqrt{-\frac{\varepsilon n^2}{2 c^2} + \sqrt{\frac{\varepsilon^2 n^4}{4 c^4} + \frac{n^2 \sigma^2}{4 c^4}}}$$

ist[1]. Darin bedeutet c die Lichtgeschwindigkeit ($3 \cdot 10^{10}$ cm/sec.), n die Frequenz der Schwingung, ε die Dielektrizitätskonstante und σ die Leitfähigkeit ($\sigma = 4 \pi c^2 \sigma_{mag.}$).

Für trockene Erde ist nach ZENNECK[2] $\sigma = 10^7$, $\varepsilon = 4$, also für eine Wellenlänge in Luft $\lambda_0 = 200$ m

$$\beta = 0{,}00002.$$

Das ergibt für Distanzen von ca. 1 km (wie sie bei der Reflexionsmethode in Betracht kommen):

$$e^{-\beta r} = 10^{-1},$$

man hätte also mit einer Erregung zu arbeiten, wie sie in Luft zur Überwindung der 10—100 fachen Distanz erforderlich ist. Für r = 300 km ergibt sich schon eine nahezu vollständige Extinktion der Wellen. Noch ungünstiger werden natürlich die Verhältnisse, wenn man die Werte für nassen Boden ($\sigma = 5{,}10^8$, $\varepsilon = 10$) zugrunde legt. Nun gelten aber die ZENNECK'schen Angaben für Boden, welcher der obersten Schicht der Erdoberfläche entnommen ist, so daß der von ihm als „trocken" bezeichnete Boden keineswegs jenen Grad von Trockenheit besitzt wie Bodenproben desselben Materials, die einer tiefer gelegenen Schicht entnommen sind. Dazu kommt, daß speziell in Norddeutschland, worauf sich offenbar jene Angaben beziehen, die Verhältnisse infolge der großen Feuchtigkeit besonders ungünstig liegen. In den Tropen würden auch die obersten Bodenschichten in der Trockenzeit eine viel geringere Leitfähigkeit haben; eine genaue Bestimmung derselben müßte allerdings an Ort und Stelle ausgeführt werden. Lateritproben (aus Ubiri), welche mir von der Deutschen Kolonialschule zu Witzenhausen freundlichst zur Verfügung gestellt wurden, haben einen dem ZENNECKschen Werte für trockenen Boden naheliegenden Wert ergeben. Denselben, bezw. einen noch geringeren Wert ergaben zwei andere Lateritproben (aus Kpeme in Togo), die ich Herrn Geheimrat WOHLTMANN (Halle) verdanke. Das ist deshalb von großem Interesse, weil der Laterit, die für nahezu alle Tropenländer charakteristische Bodenart[3], gerade durch einen relativ großen Gehalt an Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat charakterisiert ist.

[1] Die Ableitung dieser Formel habe ich l. c. p. 699 näher angedeutet.
[2] J. ZENNECK, Ann. d. Phys. **23**. p. 859. 1907.
[3] F. WOHLTMANN, „Handbuch der tropischen Agrikultur". **1**. p. 136. 1892.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß Distanzen, wie sie bei der Reflexionsmethode in Frage kommen, zu trockenen Zeiten sowohl in unseren feuchten Gegenden, als insbesondere in den Tropen (trotz des Eisengehalts der dortigen Böden) ohne weiteres überwunden werden können. Bei der Absorptionsmethode, wo es sich um wesentlich größere Distanzen (300 und mehr km) handelt, kommen aber — bei der zuvor geschilderten Anordnung — nur verhältnismäßig tiefgelegene Schichten in Betracht, und ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich für jene Schichten Werte ansetze, wie sie in der Literatur für Quarz, Kalkspat, Glimmer, Flußspat, Serpentin usw. zu finden sind. So würde für $\varepsilon = 5$, $\sigma = 10^5$ (nach WIECHERT die Leitfähigkeit des Serpentins) $\beta = 0{,}0000002$, also für $r = 300$ km

$$e^{-\beta r} = 10^{-1},$$

während für $\sigma = 10^{-3}$, $\varepsilon = 4{,}5$ (Quarz bei 100° C) praktisch keine Absorption vorhanden ist.

Überhaupt kommt es bei dieser Frage weniger auf die besondere Natur des Gesteins als auf seinen Feuchtigkeitsgehalt an, und dieser letzte ist wesentlich durch die tektonische Lagerung des Gesteins bestimmt. Damit wird für unseren Zweck die Frage nach den Feuchtigkeitsverhältnissen im Erdinnern von fundamentaler Bedeutung. Einer freundlichen Mitteilung von Herrn Geheimrat v. KOENEN in Göttingen entnehme ich, daß „ein nennenswerter Wassergehalt bei größeren Tiefen nicht zu erwarten ist, es sei denn, daß das Gestein stark und bis zu großen Tiefen hinab zerklüftet und diese Klüfte wasserführend wären“. Ausgedehnte, von Feuchtigkeit durchtränkte Gebiete werden in größeren Tiefen nur ganz ausnahmsweise anzutreffen sein. In dieser Hinsicht darf man sich auch nicht durch die große Feuchtigkeit täuschen lassen, die man in Bergwerken selbst in großen Tiefen antrifft, da diese Feuchtigkeit gewöhnlich nur eine Folgeerscheinung des Bergbaues ist: die vielen künstlichen Öffnungen des Erdreichs, die Schächte und Sohlen sind es, die den atmosphärischen Wässern und warmen Wettern einen bequemen Eintritt in das Erdinnere auftun. Ein Grundwasserspiegel von 700 m Tiefe, wie er sich in den Silberbleierzgruben zu Mapimi in Mexiko vorfindet, wird von R. BECK geradezu als Kuriosum angeführt [1].

Mit diesen Betrachtungen habe ich bereits den zweiten Punkt, betreffend die große geologische Mannigfaltigkeit des Erdinneren, berührt. Ein oberflächlicher Blick auf irgend eine geologische Profilkarte zeigt, wie schon für verhältnismäßig geringe Tiefen eine große Anzahl verschiedener Gesteinsschichten sich

[1] R. BECK, „Die Lehre von den Erzlagerstätten“. 3. Aufl. 2. p. 304. 1909.

übereinander lagern, und es entsteht hier die Frage, ob die Sprünge der elektrischen Konstanten, welche an jenen Trennungsflächen statthaben, nicht imstande sind, Reflexionen der elektrischen Wellen hervorzurufen, die wir irrtümlicherweise aus dem Vorhandensein von Grundwasserspiegeln und Erzlagern erklären könnten. Eine einfache Betrachtung lehrt, daß jene Mannigfaltigkeit, so groß sie auch in geologischer und petrographischer Hinsicht sein mag, vom elektrischen Standpunkt betrachtet vielmehr den Eindruck größter Einförmigkeit hervorruft. Der absolute Wert der Leitfähigkeit jener Schichten ist so gering, daß selbst die höchsten Differenzen, die in dieser Beziehung auftreten könnten, keine nachweisbaren Reflexionen hervorrufen würden. Betrachten wir den extremen Fall, daß zwei trockene Schichten gleicher Dielektrizitätskonstanten ($\varepsilon = 4{,}5$) aber äußerst verschiedener Leitfähigkeit:

$\sigma_1 = 10^{-4}$ (entsprechend Quarz bei 100° C)
$\sigma_2 = 10^{4}$ („ Serpentin)

zusammenstoßen, so ergibt sich für das Reflexionsvermögen r[1]

$$r = 10^{-8},$$

also keinerlei praktisch nachweisbare Reflexion. Von größerem Einfluß sind Unterschiede der Dielektrizitätskonstante. Aber selbst die größten Unterschiede, die in dieser Hinsicht auftreten können, haben keine nachweisbaren Reflexionen zur Folge. Da Dielektrizitätskonstanten von Gesteinen nicht bestimmt worden sind, habe ich die beiden extremsten Werte herausgegriffen, welche für gesteinsbildende Mineralien in der Literatur zu finden sind. Das sind die Werte

$$\varepsilon_1 = 4$$
$$\varepsilon_2 = 8$$

($\sigma_1 = \sigma_2 = 0$ gesetzt). Es ergibt sich

$$r = 0{,}03.$$

während für die Kombination „trockener Boden, nasser Boden" (Zenneck'sche Werte!)

$$r = 0{,}1$$

wird.

Ich habe endlich gezeigt[2], daß auch durch mehrfache Reflexionen an verschiedenen Gesteinsschichten keine einer Metallreflexion vergleichbare Wirkung hervorgerufen wird.

Die oben dargelegten Betrachtungen wurden in vollem Umfange durch die Versuche bestätigt, die ich mit Herrn Dr. Gotthelf Leimbach in den Alkaliwerken zu Vienenburg, Ronnen-

[1] M. Abraham, Theorie der Elektrizität. 1. § 70/71 ($\sigma = c^2 \sigma_{mag}$).
[2] l. c. p. 701.

berg und Weetzen, sowie allein in den Scharleyer Erzgruben (in Ost-Schlesien) ausgeführt habe[1]. Die Fortpflanzung der elektrischen Wellen durch Gestein ist durch diese Versuche in einwandfreier Weise festgestellt. Daß die Absorption — im Einklange mit der Theorie — äußerst gering ist, zeigte der Vergleich der Empfangswirkungen bei identischen Anordnungen über und unter der Erde. Die Versuche zwischen den Alkaliwerken in Ronnenberg und Weetzen (Distanz 1,8 km; Sender und Empfänger ca. 500 m unter Tag), bei welchen sich die Wellen durch Salz-, Ton- und Anhydritschichten fortpflanzten, haben meine obigen Abschätzungen vollauf bestätigt: Inhomogeneitäten petrographischer Natur haben keine störenden Reflexionen zur Folge. Meine Versuche in den Scharleyer Erzgruben haben endlich gezeigt, daß ein ganz geringer Erzgehalt (etwa 12 $^0/_0$) das Gestein (Dolomit) völlig undurchlässig macht.

Durch diese Versuche erscheint die Anwendbarkeit meiner Methode für die nächstliegenden praktischen Zwecke, insbesondere für das Aufsuchen von Grundwasser, soviel wie sicher gestellt. Besonders geeignet für solche Versuche sind die Tropen wegen der großen Trockenheit der dortigen Böden. Das ideale Terrain wären aber Gegenden von nacktem Wüstencharakter, nur dürfte es manchem als eine ziemlich unwichtige Sache erscheinen, in Wüsten nach Wasser zu suchen. Hören wir, was in dieser Hinsicht ein Fachmann, F. Wohltmann, in seinem „Handbuch der tropischen Agrikultur“ sagt: „Es bedarf nur fleißiger Hände, um die verborgenen Wasserströme vermittels moderner Technik und Mechanik an die Oberfläche zu locken, und die sterile Wüste wird an vielen Orten in ein neues fruchtbares Kulturland umgewandelt, das den versunkenen Vorbildern früherer Zeiten in der Libyschen Wüste um nichts nachsteht“[2]. Und weiter unten: „Die Geschichte der Landwirtschaft der Zukunft wird lehren, daß, wenn die nahrungsspendende Erde der stets anwachsenden und überall zunehmenden Bevölkerung gerecht werden soll, der Mensch mit der Zeit darauf bedacht sein muß, die unendlich weiten, periodisch dürren und oft öden Flächen der Tropen und Subtropen durch Bekämpfung des Mangels der Feuchtigkeitsverhältnisse vermittels ausgedehnter Bewässerungssysteme sich dienstbar zu machen“[3]. Die Tiefe der unterirdischen Wässer beträgt beispielsweise in der Libyschen Wüste durchschnittlich nicht mehr als 30—40 m, und daß diese Wässer auch Reflexionsflächen von genügender Aus-

---

[1] Die Vienenburger Versuche sind ausführlich l. c. p. 702—4 beschrieben; die anderen Versuche werden in einer demnächst erscheinenden „2. Mitteilung“ in der „Phys. Zeitschrift“ näher behandelt werden.

[2] Wohltmann, Handb. d. Trop. Agr. 1. p. 23. 1892.

[3] Wohltmann, l. c. p. 32.

dehnung darbieten dürften, erhellt aus der folgenden Bemerkung, die ich wieder dem Wohltmann'schen Werke entnehme: „Unter und in den Kreideschichten zirkulieren manchen Ortes Gewässer von so großer Masse, daß man sogar von unterirdischen Flüssen redet . . . . Gelingt es, ein derartiges Terrain ausfindig zu machen, das die Anlage artesischer Brunnen zu Bewässerungszwecken gestattet, so ist auch die Agrikultur einer solchen Lokalität gesichert, und an Stelle des Wüstenbildes tritt eine grünende und blühende Oase“ [1].

Auf diese praktischen Betrachtungen bin ich ursprünglich durch eine im Wesen theoretische Frage geführt worden. Im Dezember 1909 habe ich bei der Kaiserl. Akad. der Wiss. zu Wien ein versiegeltes Schreiben hinterlegt, worin die oben beschriebene Reflexionsmethode zum Nachweise des Wiechertschen Erdkerns auseinandergesetzt ist. Die Distanzen, um die es sich bei dieser Frage handelt, betragen 2000—3000 km, und ich glaube, daß man im Augenblick, wo eine derartige Distanz über trockenen Boden überwunden ist, jenem Problem ernstlich näher treten kann. Vielleicht müßte man nicht einmal so lange warten, wenn man bedenkt, daß man die Reichweite der zur Verwendung kommenden Antennen unvergleichlich leichter vergrößern kann als bei den vertikalen Antennen der drahtlosen Telegraphie.

Sehr viel schwerwiegender ist aber die Frage, ob nicht bei den hohen Temperaturen, die zweifellos in größerer Tiefe herrschen, die Leitfähigkeit des Gesteins so groß geworden ist, daß die elektrischen Wellen völlig absorbiert werden. Mit Bestimmtheit läßt sich diese Frage bei dem heutigen Stande der Wissenschaft wohl kaum beantworten, denn wir kennen ja nicht den genauen Wert der in Tiefen von 100 und 1000 km herrschenden Temperaturen und wir wissen auch nicht, in welcher Weise die dort vorhandenen Drucke von 100 000 und mehr Atmosphären die Leitfähigkeit verändern; überhaupt scheint die Frage nach der Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit vom Druck bei festen Isolatoren noch nicht behandelt worden zu sein.

Könnte man die erwähnten Fragen beantworten, so ließe sich ohne weiteres die Durchführbarkeit des vorgeschlagenen Experimentes abschätzen. Da das nicht der Fall ist, wird man den umgekehrten Weg einschlagen müssen: Man macht das Experiment und sucht auf diese Weise Aufschluß über die physikalische Konstitution des Erdinnern zu gewinnen.

Von besonderem Reiz ist aber der Gedanke, daß uns hier analoge Fragestellungen wie bei den Erdbebenwellen entgegentreten. Sendet man von einem Punkt der Erdoberfläche elektrische Wellen nach einem anderen Punkte der Erdoberfläche, so wird

[1] Wohltmann, l. c. p. 17.

man vielleicht bei der großen Genauigkeit, mit welcher wir kleine Zeitintervalle messen können, das Eintreffen der Oberflächenwellen („Hauptwellen") vom Eintreffen der Erdwellen („Vor-" oder „Nachläufer") trennen können. Oberflächen- und Erdwellen müssen hier natürlich gesondert erregt werden. Setzen wir für Erde $\varepsilon = 4$, so wäre bei einer Distanz von 300 km eine Meßgenauigkeit von 10^{-3} sec. erforderlich. Betrachtet man endlich verschiedene Empfangsstationen, so kann man an die Konstruktion einer „Laufzeitkurve" denken. Natürlich wird man sich jetzt nicht mehr auf die Angaben der astronomischen Uhren beziehen dürfen. Man wird hier — wohl zum erstenmal in einer praktischen Angelegenheit — auf das Grundproblem der Relativitätstheorie geführt: das Problem der physikalischen Gleichzeitigkeit. Als Uhren wird man die Oberflächenwellen benutzen dürfen, da ihre Geschwindigkeit nahezu gleich der Lichtgeschwindigkeit ist. Ihr Eintreffen in zwei vom Sender gleich weit entfernten Punkten würde nach Einstein zwei gleiche Zeitmomente markieren.

Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet.

Von **W. Schmidle**, Konstanz.

(Schluß.)

III. Die Lehme bei Salem.

Die Grube liegt südöstlich vom Bahnhof Salem—Stephansfeld ziemlich mitten in der weiten Talaue des Frickinger Zweigbeckens, 440 m über dem Meere. Etwa 900 m nördlich verläuft die oben beschriebene Düne quer durch das Tal. Die Grube wird von einer Ziegelei ausgebeutet.

a) Das Profil der Nordwand zeigt von oben nach unten:

1. Grundig-sandige, etwas kiesige Ackererde, $\frac{3}{4}$ m mächtig.
2. Verwitterter Flugsand, $\frac{1}{2}$ m mächtig.
3. Flugsand, 1 m mächtig.
4. Gelber, sandiger Niederwaldlehm mit Schnecken, 1 m mächtig.
5. Schwarzer, schlammiger Niederwaldlehm, 1 m mächtig.
6. Gelber, sandiger Lehm, fossilfrei, $1\frac{1}{2}$ m mächtig.
7. Bändertone.
8. Fluvioglaziale Kiese.

Ad 3. Der Dünensand ist grobkörnig, glimmerreich, ungeschichtet, kalkfrei; die Glimmer und trüben Feldspäte sind grubig zerfressen; er steckt voll Limonitröhrchen, zerfällt augenblicklich im Wasser und ist geröll- und fossilfrei: die Körner sind eckig.

Ad 4. Der Lehm ist von No. 3 nicht scharf getrennt. Er zeigt typische Blätterstruktur, ist oben hellgelb und sandig, in

der Mitte etwas dunkler und unten wieder etwas heller gelb und lehmig; er besteht aus eckigem Feinsand und reagiert etwas auf Kalk. Herr Kollege Röth hatte die Liebenswürdigkeit, ihn zu analysieren. Er fand:

SiO_2	63,13 %
CaO	4,59 „
MgO	6,23 „
Fe_2O_3	5,66 „
Al_2O_3	14,23 „
Glühverlust	6,30 „
	100,14 %

Es enthält eine reiche Fauna, welche Herr Geyer liebenswürdigst bestimmte.

Hyalina cellaria Müll. Unter und zwischen Steinen.
„ *hammonis* Ström. An feuchten, schattigen Orten, in Wäldern unter Moos und Laub.
Vitrea andreaei Bttg. An feuchten Orten, im Schweizer Jura und in der Südwestecke Deutschlands.
Patula rotundata Müll. Unter Steinen im feuchten, schattigen Walde.
Helix (Acanthinula) aculeata Müll. Unter faulem Holz im Mulm, in Wäldern, Gebüschen, Schluchten.
„ *(Vallonia) pulchella* Müll. Auf Wiesen, im Grase.
„ „ *costata* Müll. Auf Wiesen, im Grase.
„ *(Trigonostoma) obvoluta* Müll. Unter Steinen und altem Laub in Wäldern, im Gebüsch.
„ *(Isogonostoma) personata* Lm. Unter Steinen und altem Laub in Wäldern.
„ *(Trichia) hispida* L. Am Boden unter Steinen auf Wiesen.
„ *(Trichia) villosa* Stud. In feuchten Wäldern und Schluchten, an Kräutern und Gebüschen.
„ *(Monache) incarnata* Müll. In Wäldern und Gebüschen.
„ *(Eulota) fruticum* Müll. In Gebüschen, an Ufern.
„ ***(Arianta) arbustorum*** L. An Grabenrändern, in Gebüschen, Hecken.
„ *(Tachea) hortensis* Müll. In Gebüschen und lichten Wäldern.
Clausilia ventricosa Drap. An feuchten, kühlen Orten, im Ufergebüsch, in Wäldern.
Cionella lubrica Müll. An feuchten, schattigen Orten.
Succinea putris L. In der Nähe von Wasser.
Carychium minimum Müll. An sehr feuchten und nassen Orten unter Moos.
Cyclostoma elegans Drap. Auf kalkigem Boden, an sonnigen Orten unter Laub und Steinen, auch in Wäldern[1].

[1] *Cyclostoma elegans* soll eine erst in der postdiluvialen Zeit von Süden her eingewanderte Schnecke sein. Ihr Vorkommen in diesen vor

Es ist wieder die typische Flora der Niederwaldlehme.

An Holzkohlen fanden sich Reste von

Erlenholz.

Ad 5. Die schwarzen Lehme sind staubfein, kalkfrei, voll Kohlenpartikelchen, im Wasser kaum zerfallend, nach oben und unten scharf getrennt, ohne Fossilien, stellenweise mit limonitisiertem Holze durchzogen, an der Oberfläche mit Pflanzenabdrücken versehen. Ich konnte bestimmen:

Erle (Kohlenpartikel)
Phragmites (Abdrücke).

Im westlichen Teil der Grube liegt unter dem schwarzen Lehm an einer Stelle Seekreide. In ihr ist eine Unmenge

Charafrüchte
Pinuspollen

und andere unbestimmbare Pflanzenteile (Algen, Moose).

An Weichtieren sind darin nach den Untersuchungen GEYER's

Pisidium sp.
Limnaea stagnalis L.
Planorbis planorbis L.
" *albus* MÜLL.
" *glaber* JEFFR.
" *nautileus* L.

Die Schnecken stammen nach GEYER aus einem tiefen, schlammigen, dicht bewachsenen Gewässer, somit dürfte wohl hervorgehen, daß die schwarzen Lehme in stehendes Wasser eingeschwemmt oder eingeweht wurden.

Ad 6, 7 u. 8. Die Lehme (No. 6) sind gelb, in der Mitte sandig, aus Staub-, Fein- und Grobsand bestehend, die Körnchen eckig, teilweise zerfressen, relativ viel Glimmer, kein Kalk, im Wasser leicht unter Aufblähen zerfallend und abblätternd, ohne Fossilien und Geröll. Sie ruhen teils auf den Bändertonen, teils auf den fluvioglazialen Kiesen auf.

Die ungeschichteten Bändertone (No. 7) liegen unter dem Grundwasserspiegel in den Vertiefungen der in Flachhügel umgewandelten fluvioglazialen Kiese des abschmelzenden Würmgletschers. Die Köpfe dieser Hügel schauen z. T. noch über die Taloberfläche hinaus. Im westlichen Teil der Grube sah man voriges Jahr, wie die gelben Lehme No. 6 einen dieser unter der heutigen Oberfläche bleibenden Hügelköpfe überkleidete, während die

---

dem Gletscher abgelagerten Schichten ist deshalb bemerkenswert, wie Herr GEYER mir mitteilt. Vergl. auch: HANS MENZEL, Über das Vorkommen von l. c. etc. im Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1903. p. 381 u. ff. und im Jahrb. d. B. malakol. Gesellsch. 1906. p. 46.

im Wasser abgelagerten Bändertone horizontal an ihm abstießen und die schwarzen Lehme No. 5 horizontal über den Kieshügel mit der Lehmkuppe hinweggingen. Daraus und aus der oben beschriebenen Beschaffenheit des Lehmes No. 6 schließe ich, daß es sich bei No. 6 um eine Flugsandablagerung handelt.

b) Die Ostwand der Grube zeigte am Südende folgendes Profil:

1. Grundig-sandige Ackererde	$\frac{1}{2}$	m mächtig
2. Verwitterte Flugsande	$\frac{1}{2}$	" "
3. Flugsande	$\frac{1}{2}$	" "
4. Gerölle und Flußsande	$1\frac{1}{2}$	" "
5. Schwarzer Niederungslehm	1	" "
6. Gelber Dünenlehm	$1\frac{1}{2}$	" "
7. Bändertone	—	

Die gelben, schneckenreichen Niederwaldlehme sind hier durch eine eigentümliche Geröllbildung ersetzt. Sie besteht abwechselnd aus Lagen alpiner Gerölle, welche fast stets in dicker, zonarisch geschichteter Lage inkrustiert sind (oft fehlt der Inkrustierung fast jeglicher Gesteinskern), und gewaschenen Sanden, die zum größten Teile aus geschlemmter Seekreide und geschlemmten und gerollten Kalkinkrustationen bestehen. Dazwischen liegen kleine Schmitze von Erlenholzkohlen. Die Schichten fallen nordwärts ein und keilen in den Niederwaldlehmen aus. Sie sind wellig gestaucht. Der Besitzer der Grube, Herr Johann Schatz in Salem, hat in ihnen Geweihe gefunden; nach seiner Beschreibung der breiten Endschaufeln waren es Renntiergeweihe.

Die ganze Geröllablagerung ist von Süden her in die Düne und Niederwaldlehme eingepreßt worden. Es kann dieses nur durch einen wieder vordringenden Gletscher geschehen sein.

Die oberen Flugsande gehören zu den oben beschriebenen Dünenzügen, auf deren Lufseite sie in kaum 900 m Entfernung liegen. Und da diese kurz nach dem Rückzuge des Gletschers sich bildeten (p. 125), so ergibt auch dieses eine in die früheste Postglazialzeit zu setzende Datierung dieser Ablagerungen.

Die Grube zeigt folgende Geschichte des Talbodens.

Nach Abfluß des mit Gletschertrübe (No. 7) erfüllten Sees, welche der abschmelzende Gletscher vor sich aufstaute, bedeckte sich der vegetationslose Boden mit Flugsanden (No. 6). In den Vertiefungen der fluvioglazialen Kiese sammelte sich klares Wasser an, in welchem *Limnaea-* und *Planorbis-*Arten, Charen etc. vegetierten und in dessen Nähe Kiefern [Krummholz?] wuchsen. Die Tümpel wurden mit Schlamm (äolisch?) ausgefüllt (No. 5). Es bedeckte sich der Talboden mit Niederungswald, in welchem eine reiche Fauna lebte und in welchen Lehm und Sand eingeschwemmt wurde

(No. 4). Der Gletscher stieß in sekundärer Schwankung wieder vor und preßte inkrustierte Gerölle und Sande ein (No. 4). Bei seinem Rückzug bildeten sich wiederum Flugsande (No. 3). Seitdem hörten weitere Ablagerungen auf und der Boden verwitterte (No. 2 u. 1).

Auch dieses Profil ergibt in Bezug auf die Vegetation des vor dem Gletscher liegenden Gebietes dieselben Resultate, wie die oben beschriebenen.

8. Zusammenfassung.

Wir vereinigen im folgenden die aus den einzelnen Untersuchungen sich ergebenden Züge zu einem Gesamtbilde.

Vor dem Gletscher, welcher das Nordwestende des Bodensees zum letzten Male erreichte, breitete sich während des Rückzuges eine schmale (p. 123) vegetationslose Zone aus, in welcher vorzüglich nördliche Winde die Sande zu Dünen und Decken zusammenwehte (p. 126). Der Boden unterlag dabei einer energischen Verwitterung (p. 124). An den vegetationslosen Gehängen dieser Zone entstanden Bergschlüpfe, das schlammige Material wurde in Muhren an den Fuß der Gehänge geschwemmt und bilden jetzt ausgedehnte Lehmablagerungen (p. 186). Möglich ist, daß in einzelnen bereits bestehenden Nieschen und Talschlüssen Eisreste kürzerer Zeit zurückblieben und karähnliche Formen aushöhlten [1].

In den meisten Tälern staute das Eis Seen auf. Im Überlingerseetal entwässerte sich der See zunächst über Stahringen in ca. 440 m Meereshöhe, und erst, als sich der Gletscher hinter die Mainau zurückgezogen hatte über Egg in 420 m Höhe (p. 121). Der Stausee bei Radolfzell, welcher sich über Ramsen entwässerte, war gleich zu Beginn nicht höher als 416 m Meereshöhe im Spiegel (p. 120). Im Steinerseetal staute der Endmoränenzug zwischen Stein und Etzwilen einen See auf mit höchstens 418 m Spiegelhöhe, er sank relativ rasch durch die Durchsägung des Moränenzuges zwischen Stein und Gailingen auf 410 m Höhe herunter. Als sich die drei Seen bei Konstanz vereinigten, war die Spiegelhöhe 410 m Höhe. Diesen Stand behielt der nun vor dem Eis erscheinende Bodensee lange bei.

Das abbrechende Gletschereis verfrachtete in diese Seen die Moräne. Sie beherbergten weder Tiere noch Pflanzen, denn ihr Wasser sowie auch das der Gletscherbäche war von dem Gletscherschlamm getrübt, welcher sich am Grund als Bändertone ablagerte (p. 116 [1910]). Doch schon am Rande dieser Flüsse und Seen wuchsen Erlen und Equiseten (p. 120 [1910]) und hinter der vegetationslosen Zone erschienen in dem feuchten Gelände der Talauen Niederungswälder mit Erlen, Farnen, Sphagnen, Lycopodien, *Carex*-

[1] Scheint mir nach neueren Erfahrungen unwahrscheinlich.

arten und mit einer reichen Weichtierfauna (p. 184), die aus lauter heutigen Arten sich zusammensetzte. In diese sumpfigen Wälder lagerten die Überschwemmungen, die atmosphärischen Niederschläge, eventuell auch der Wind damals schon wie heute noch einen charakteristischen Lehm ein, den Niederwaldlehm.

Durch sekundäre Schwankung des Gletschers war diese Fauna und Flora einer zeitweisen Vernichtung ausgesetzt (p. 252).

An trockeneren Stellen wuchsen schon früher Kiefer, Haselnuß und Linde[1]. Die Buche fehlt (p. 212)[2].

Die mit klarem Wasser gespeisten Tümpel oder der Bodensee selbst nach genügender Klärung waren mit einer Schneckenfauna bevölkert, für welche *Valvata alpestris* leitend ist (p. 105. 2. 1910)[3]. Die Steine überzogen sich mit inkrustierenden Algen. Durch den Lebensprozeß der Pflanzen schlug sich die Seekreide nieder, Moose und phanerogame Wasserpflanzen erschienen und kleinere Tümpel wuchsen zu (p. 104 [1910] l. c.).

Gleich nach dem Beginne des Gletscherrückzuges von einem durch die Moränen der 2. Phase (innerer Kranz des Jungendmoränen) bezeichneten Standes besiedelte der Mensch das Kesslerloch bei Thaingen (p. 215).

In der Folgezeit sank der Bodensee durch die Erosion des Rheines bis auf die heutige Spiegelhöhe. Nur in ca. 405 m Meereshöhe trat ein länger dauernder Halt ein (Aachenschwankung?). Wie am heutigen Rheine und am heutigen Seeufer lagen am Strande dieses Sees bereits Schnecken- und Furchensteine (p. 107 [1910] l. c.).

Viele Talauen wurden waldfrei, feuchte Wiesen traten an Stelle der Niederungswälder. In sie lagerte der Wind und das Regenwasser die Graslehme ein. Ihre Bildung dauert an einigen Stellen heute noch an. An anderen ist statt der Akkumulation eine tiefere Verwitterung des Bodens getreten. In diesen obersten Schichten tritt *Helix pomatia*[4] auf.

Aus der Korrespondenz der Deltahöhen mit den Ausflußhöhen der Stauseen ergibt sich, daß in der letzten Postglazialzeit nennenswerte Bodenbewegungen an

---

[1] Weitere Bürger dieser Flora nennt Brockmann-Jerosch.

[2] Vergl. dazu H. u. M. Brockmann-Jerosch: Die natürlichen Wälder der Schweiz. Ber. d. schweiz. bot. Gesellsch. 1910. p. 171 u. ff.

[3] Diese Fauna sowie diejenige der Niederwaldlehme entspricht meines Erachtens der Zone von *Pl. umbilicatus* und *B. tentaculata* eventuell noch des *Planorbis Strömi* Menzel's im nördlichen Deutschland. Rein arktische Schnecken, welche wohl dem Maximum der Würmvergletscherung entsprechen, sind hier noch nicht gefunden. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1910. p. 199 u. ff.)

[4] Sie entsprechen somit der Zone der *Helix pomatia* und *Planorbis corneus* — der Buchenzeit — Menzels.

den Seeufern nicht vorkamen. Solche von geringerem Ausmaße, Ausklänge größerer Senkungen in der Glazialzeit, sind vorhanden[1].

Neue geologische Forschungen in Griechenland.

Von **Carl Renz** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

Im letzten Herbst arbeitete ich wieder längere Zeit in Griechenland und vervollständigte meine bereits im Jahre 1905 begonnenen geologischen Untersuchungen von Akarnanien.

Ich habe dieses Mal vor allem die beträchtliche Verbreitung der oberen Trias in diesem Gebiet nachweisen können.

Die Obertrias wird im westlichen Akarnanien (Xeromeros) aus weißen, Gyroporellen führenden Kalken gebildet, die an die entsprechenden Dachsteinkalke der Ostalpen erinnern. Dieselbe Kalkfazies geht in Griechenland nur höher bis zum mittleren Lias hinauf, d. h. die obertriadischen Dachsteinkalke fließen mit petrographisch gleichen Kalken, die lokal eine mittelliassische Brachiopodenfauna enthalten, in eine Masse zusammen.

Nach Mojsisovics dehnt sich die alpine Dachsteinkalkfazies nach oben zu in ähnlicher Weise in den Jura hinein aus; es ist jedoch hier nicht der Platz, näher auf die alpinen Verhältnisse einzugehen.

Die höchsten Gipfel Akarnaniens, der Bumisto (1581 m) und der Hypsili Koryphi (1590 m), werden aus weißen Gyroporellenkalken gebildet. Die Formation dieser hellen, unter dem fossilreichen Oberlias lagernden Kalkmassen erstreckt sich vom Bumisto bis zum Kap Turko Viglia.

Im Süden des Bumisto bilden diese Kalke eine verhältnismäßig flachgespannte Mulde, in deren Muldenkern ich sowohl den Oberlias, wie die höheren Jurabildungen nachweisen konnte. Besonders der Oberlias ist fossilreich entwickelt.

Der Oberlias setzt sich zusammen aus bunten, meist roten Mergeln und tonigen Knollenkalken, die bisweilen ein konglomeratisches oder brecciöses Aussehen annehmen und insofern äußerlich etwas an Transgressionsbreccien erinnern.

Die reiche Ammonitenfauna besteht im großen und ganzen aus folgenden Typen:

Hildoceras bifrons Brug. | *Harpoceras discoides* Zieten
„ *Mercati* Hauer | *Coeloceras annulatum* Sow.

[1] C. Regelmann, Neuzeitliche Schollenverschiebungen der Erdkruste im Bodenseegebiet. Ber. d. Oberrh. geol. Vereins, 40. Versammlung zu Lindau. 1907. p. 11 u. ff.

Hildoceras Erbaense Hauer
„ *comense* Buch
„ *Levisoni* Simps.
„ *quadratum* Haug
„ *serpentinum* Rein.
Lillia Lilli Hauer
Haugia variabilis Orb.
„ *Eseri* Oppel
„ *navis* Dum.
Hammatoceras insigne Schübl.
Paroniceras sternale Buch
Frechiella sp.
Grammoceras radians Rein.
„ *striatulum* Sow.
Harpoceras subplanatum Oppel
Coeloceras pettos Quenst.
„ *crassum* Phil.
„ *Desplacei* Orb.
„ *subarmatum* Young und Bird
Phylloceras Nilssoni Hébert
„ *Nilssoni* Hébert var. *selinoidea* Menegh.
„ *Borni* Prinz
Lytoceras sepositum Menegh.
„ *dorcadis* Menegh.
„ *spirorbis* Menegh.
„ *cornucopia* Young und Bird
Posidonia Bronni Voltz. usw.

Diese Arten setzen ein oberliassisches Alter der sie einschließenden Gesteine voraus.

Die roten und grauen Bildungen des Oberlias werden von grauen bis graugelben Kalken von ähnlicher konkretionärer Struktur, die gleichfalls Ammoniten führen, überlagert.

Es handelt sich um Arten des unteren Doggers und zwar der beiden Zonen des *Harpoceras opalinum* und *H. Murchisonae*, unter denen ich einige der wichtigsten herausgreife, wie z. B.:

Tmetoceras scissum Benecke
Coeloceras norma Dum.
„ *modestum* Vacek
Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *evolutissima* Prinz
„ *evolutissima* Prinz mut. *multicostata* Prinz
Dumortieria insignisimilis Brauns
Lytoceras ophioneum Benecke
Phylloceras Boeckhi Prinz
„ *Frechi* Prinz
„ *perplanum* Prinz
„ *Loczyi* Prinz
„ *ultramontanum* Zitt.
Phylloceras Nilssoni Hébert var. *altisulcata* Prinz
„ *Nilssoni* Hébert var. *mediojurassica* Prinz
Hammatoceras Lorteti Dum.
„ *Alleoni* Dum.
„ *procerinsigne* Vac.
Erycites fallax Ben.
„ *gonionotus* Benecke
„ *intermedius* Prinz
„ *involutus* Prinz
Harpoceras aalense Zieten
„ *fluitans* Dum.
„ *opalinum* Sow.
„ *Murchisonae* Sow.

Über diesen Schichten folgen graue, mehr oder minder dünn geschichtete Kalke und hierüber ein Komplex von Hornsteinplatten, deren Schichtflächen mit Posidonien und Aptychen bedeckt sind und zwar liegen die beiden Posidonienarten *Posidonia alpina* Gras. und *P. Buchi* Roemer vor.

Es handelt sich also im wesentlichen um Äquivalente der Klausschichten.

Diese Posidonien führenden Kieselschichten setzen in Griechenland mit Beginn des *Parkinsoni*-Horizontes ein.

Die Ablagerungen des Oberlias und Doggers werden im Nordosten, Osten, Südosten und Süden des Dorfes Zavista von folgenden Routen geschnitten:

Zavista — Vasilopulon,
Zavista — Vlizana,
Zavista — Aëtos (nördlicher und südlicher Weg),
Zavista — Komboti (Reitweg und direkter nördlicher Weg).

An beiden Längsseiten der erwähnten Mulde treten, wie gesagt, die älteren Kalke des Bumistomassives hervor und sind auf der Westseite zu einer sich daran anschließenden Antiklinen aufgewölbt.

Auf der Westseite dieser Antiklinen bilden wieder die bereits skizzierten Bildungen des Oberlias und Doggers das Hangende der Bumistokalke.

Ein Band des Oberlias und Doggers beginnt an dem Gestade gegenüber der Nordspitze von Kastos und läßt sich über einen Sattel im Süden von Kastritza (Kastri) gegen Nordosten bis in die Gegend von Zavista verfolgen.

Man bemerkt die Fortsetzung dieser Bildungen an den Südwestabfällen des Bumisto. Am Sattel im Süden von Kastritza wurde folgendes Profil beobachtet:

1. Über weißlichgelben, dickgebankten Kalken folgen fein geschichtete, graue und rote Kalke, bezw. rote. tonige Kalkschiefer mit *Posidonia Bronni* Voltz.

2. Rote und graue, tonige Kalke von knolliger Struktur und Mergel, die die reiche, schon oben angegebene Ammonitenfauna des Oberlias enthalten.

3. Graue Kalke von ähnlicher Struktur jedoch in dünneren Bänken abgesondert und wechsellagernd mit grauen Plattenkalken, die gegen oben zu eine gröbere Schichtung annehmen.

4. Komplex der grauen, gelb verwitternden Hornsteinplatten mit Posidonien (*P. alpina* Gras. und *P. Buchi* Römer).

5. Helle, geschichtete Kalke in höherem Niveau wieder mit Hornsteinbändern.

Bei der Fernsicht von Kastritza aus gewahrt man, daß diese Posidonien führenden Hornsteinkomplexe und tieferen Bildungen auch am Ostrande der Mulde zwischen den Wegen Zavista—Vlizana und Zavista—Vasilopulon anstehen.

Es sei hier noch bemerkt, daß in dem im Osten von Astakos sich erhebenden Höhenzug unter der Flyschzone Astakos—Vlizana von neuem die ganze mesozoische Schichtenserie hervortritt bis hinunter zum Oberlias und zur Obertrias. Die ganze Schichtenreihe zeigt hier genau die gleiche Entwicklung.

Der Hypsili Koryphigipfel besteht ebenfalls aus weißem Gyroporellenkalk, der hier den Kern einer Falte bildet.

Am Südabhang des Gipfels folgt als Ost- (bezw. Südost-) Flügel wiederum die ganze skizzierte Schichtenfolge in regulärer Auflagerung.

An dem im Süden unterhalb vom Hypsili Koryphigipfel gelegenen Joch Sella werden die weißen Kalke von gelblichgrauen, geschichteten Kalkschiefern und Kalken überlagert.

Auf den Schichtflächen dieser Kalke und Kalkschiefer finden sich Abdrücke der bekannten oberliassischen Ammoniten.

Diese Schichten gehen über in gelbe Schiefer und schwarze Kiesellagen mit *Posidonia Bronni* Voltz.

Nach oben zu gewinnen zwischengelagerte Kalkbänke wieder etwas die Oberhand und trennen die Schichten mit *P. Bronni* Voltz von den Hornsteinplatten mit *Posidonia alpina* Gras. und *P. Buchi* Römer. Die letzteren zeigen den gewöhnlichen Habitus der Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers (*Parkinsoni*-Horizont und höher).

Der Oberlias und Dogger präsentiert sich demnach hier in derselben Entwicklung, wie am Berg Kurkuli auf Korfu.

Über dem Komplex der Posidonien führenden Hornsteinplatten folgen beim weiteren Fortschreiten gegen den Paß zwischen Varnakas und Komboti zu helle Plattenkalke mit Hornsteinbändern, eine Entwicklung, die überall in der Ionischen Zone (Ionische Inseln, Epirus, Westakarnanien) dieselbe stratigraphische Stellung einnimmt.

An einer etwas ebeneren Fläche, Ischiomata genannt, herrschen in dieser Schichtenfolge die Hornsteine wieder vor.

Über diesen Bildungen folgt der Rudistenkalk und der wieder mehr plattige Nummulitenkalk, der seinerseits unter den Flysch des Passes zwischen Varnakas und Komboti einfällt.

Auf der Ostseite dieses Flyschzuges erheben sich die schroffen Wände der Dachsteinkalke des Bumistomassivs.

Der Flyschzug des Passes zwischen Varnakas—Komboti und der Dachsteinkalk des Bumistomassivs werden zweifellos durch eine scharf ausgeprägte tektonische Linie getrennt und auf den ersten Blick scheint es, daß die ältere Kalkmasse des Bumistomassivs hier noch auf den abgesunkenen Flysch daraufgeschoben ist, während die auf der Nordseite dieses Flyschzuges hervortretenden älteren Bildungen des Hypsili Koryphi die reguläre Unterlagerung dieses Flyschzuges darstellen.

Dieser Flyschzug und die unterlagernden Nummuliten- und Hippuritenkalke lassen sich über Achira bis nach Vustri verfolgen.

Betrachtet man im Zusammenhang damit die tektonischen Verhältnisse auf der Ostseite des Dachsteinkalkzuges Bumisto-Kap Turko Viglia, wo der Flyschzug Astakos-Vlizana nach Westen zu unter diese Dachsteinkalkmasse einzufallen scheint, so drängt sich dem Beobachter unwillkürlich noch eine zweite Annahme auf,

daß nämlich der Dachsteinkalkzug Bumisto-Kap Turko Viglia mit seiner jurassischen Überlagerung als wurzellose Decke auf einer verhältnismäßig flach gespannten Flyschmulde schwimmt.

Ebenso wie am Hypsili Koryphi tritt auch in dem im Osten der Bucht von Astakos gelegenen Höhenzug und dessen nördlicher Fortsetzung, wie schon erwähnt, wieder die normale unterlagernde und gleichmäßig fallende Schichtenfolge unter dem Flyschzug Astakos—Vlizana hervor, nämlich Nummuliten-Rudistenkalk, die hornsteinführenden Plattenkalke, der Posidonien-Hornsteinplattenkomplex des Doggers, Unterer Dogger, Oberlias und die tieferen, bis zur Obertrias hinunterreichenden hellen Kalkmassen. Die angenommene Bumistodecke wird ja nun allerdings nicht aus weiter Entfernung herbeigeschoben worden sein; man kann hier auch nicht von ortsfremden Gesteinen reden, denn die weißen Gyroporellenkalke des Bumisto und des Hypsili Koryphigipfels sind absolut ident, ebenso auch der Oberlias und Dogger der Umgebung von Zavista mit den gleich alten Bildungen der Gebirgszone Chalkitza—Vlizana etc.

Das Vorkommen von Amphibolitblöcken auf dem Eocänflysch von Varnakas, also eines Eruptivgesteines, das sonst nirgends in der Ionischen Zone bekannt ist, scheint gleichfalls für die Deckenhypothese zu sprechen.

Gegen die Annahme, daß der Flyschzug zwischen Bumisto und Hypsili Koryphi etwa nur ein Fenster darstellt, spricht die Auflagerung des Flysches über der normalen unterlagernden Schichtenfolge am Südabhang des Hypsili Koryphi.

Bei der Hypothese einer Bumistodecke handelt es sich natürlich vorläufig nur um eine zweite Erklärungsmöglichkeit.

Man kann die Dachsteinkalkmasse Bumisto-Kap Turko Viglia und ihre Überlagerung ebenso ungezwungen auch als Horst auffassen, wie ich es in meiner stratigraphischen Hauptarbeit getan habe (Carl Renz, Jahrb. österr. geol. Reichsanst. 1910. **60**. p. 444).

Dieser Horst hätte sich gleichzeitig etwas gehoben, während die Schollen im Osten und Westen absanken. Die Dachsteinkalk-Flyschgrenzen würden also mit Bruchlinien zusammenfallen.

Im Norden des Hypsili Koryphimassives setzen jüngere mesozoische Bildungen den breiten Plateau-artigen Bergandi zusammen und werden von den obertriadischen Kalken des Hypsili Koryphimassivs scheinbar durch einen Bruch geschieden.

Ich habe die Grenze nur vom Bergandigipfel aus beobachtet. Auf dem breiten, ausdruckslosen Rücken des Bergandigipfels wurden Rudistenkalke nachgewiesen.

An der steil abfallenden Westfront des Bergandi-Massives treten hierunter wieder bunte Hornsteine in Wechsellagerung mit Plattenkalken (Hornsteinbänderkalken), der Posidonien führende Hornsteinkomplex des Doggers, unterer Dogger und Oberlias von

der üblichen Beschaffenheit hervor (rote, tonige Knollenkalke und Mergel).

Im Osten des vom Bergandi, Hypsili Koryphi und Bumisto eingenommenen Gebirgslandes und östlich der Linie Tripdolakos—Gardi—Vustri finden sich junge, neogene Bildungen und ein weitverbreiteter quartärer Gehängeschutt, öfters durchragt von Klippen älteren, unveränderten Gesteins, ein Gebiet, das in jeder Hinsicht mit der Inselmitte von Korfu zu vergleichen ist.

So wurden Schiefer und Hornsteine mit den Posidonien des Oberlias und Doggers sowohl bei Mixafendi (im Norden von Vustri), sowie im Südosten von Vustri auf der Route nach Katuna nachgewiesen.

Eine Scholle derselben Bildungen wurde etwas westlich von H. Persevos, im Osten von Komboti, angetroffen (Route Komboti—Katuna).

Ein mächtiger Schutt der Posidonien führenden Hornsteinplatten wurde auch bei Walta zwischen Aëtos und Gardi beobachtet und zwar in dem weiten Becken von Aëtos, das von älteren, vielfach auch Gyroporellen führenden Dachsteinkalken umrahmt wird.

Meine früheren Untersuchungsergebnisse in Akarnanien finden sich in meinen verschiedenen Abhandlungen verstreut. Eine eingehende geologische Beschreibung des Landes, das ich jetzt auf zahlreichen Längs- und Quertouren kennen gelernt habe, nebst einer geologischen Karte ist im Druck.

Durch die Auffindung und Bestimmung der weißen Gyroporellenkalke ist es mir geglückt, auch im westlichen Akarnanien zum erstenmal die Obertrias nachzuweisen und zwar in derselben Entwicklung, wie in Epirus und auf den Ionischen Inseln (Korfu, Leukas, Ithaka, Kephallenia, Atokos, Arkudi).

Die untere Obertrias (karnische Stufe), die sonst in der Ionischen Zone, d. h. auf den Inseln Korfu und Zante, in kalkiger Ausbildung, und zwar als schwarzer *Cardita*-Kalk entwickelt ist, wurde in Westakarnanien noch nicht mit Sicherheit konstatiert.

In der sich östlich anschließenden Olonos-Pindoszone, d. h. in den ätolischen Kalkalpen, habe ich die Obertrias schon vor längerer Zeit nachgewiesen.

Es sind dies die Halobien- und Daonellen-führenden Hornsteinplatten, Kalkschiefer, Kieselschiefer und Plattenkalke der karnischen (bezw. oberladinischen und unternorischen) Stufe, deren gleichartige Entwicklung ich in ununterbrochenem Zuge vom Süden Messeniens über das westmessenische Gebirgsland, über das Olonosgebirge, über die ätolischen Kalkalpen und den Tsumerka bis hinein nach Epirus verfolgen konnte.

In der Ionischen Zone sind aus der karnischen Stufe, wie schon erwähnt, schwarze *Cardita*-Kalke bekannt.

Schon diese verschiedene Beschaffenheit der Trias auf so geringe Entfernung hin legt auch bei Berücksichtigung der Differenzierung

der alpinen Trias die Vermutung nahe, daß man es bei den kalkigen Bildungen der Ionischen Zone mit autochthonen Gesteinen zu tun hat, während in den Decken der Olonos-Pindoszone ortsfremde Triasgesteine vorliegen dürften. Ich weise darauf hin, daß ich genau die gleichen Halobien- und Daonellen-führenden Hornsteinplatten auf Hydra und in der Argolis festgestellt habe.

Andererseits finden wir aber im Osten der Olonos-Pindoszone wieder Kalke vom Habitus der alpinen Dachsteinkalke (bezw. Hochgebirgs-Korallenkalke), nämlich in den zentral gelegenen Hochgebirgen, wo ich vor längerer Zeit die obertriadischen Gyroporellen und Korallenkalke des Parnaßmassivs aufgefunden habe.

Dieselben Kalke habe ich nun neuerdings auch im Gebiet der Katavothra (Route Hagia Triada-Mavrolithari), sowie auf dem Kamm und Gipfel der Vardussia angetroffen.

In erstgenanntem Gebiet kommen auch graue Megalodontenkalke vor.

Ferner habe ich in den analogen Kalken, ebenfalls auf der Route von Hagia Triada nach Mavrolithari und zwar östlich der Quelle Panagia Sotiras gut erhaltene Exemplare der *Gyroporella vesiculifera* Gümbel aufgesammelt, bei denen auch die Blasen der Röhren deutlich wahrnehmbar sind.

Bei der Quelle Panagia Sotiras treten darunter Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe hervor, im Tal von Kremesa und weiter vor Mavrolithari kommt reichlich Serpentin vor. Vielleicht bilden die Triaskalke eine Decke auf der Schiefer-Hornsteingruppe. Bei Mavrolithari selbst stehen flyschartige Gesteine an und westlich und unterhalb des Ortes auch Rudistenkalke.

Zwischen H. Triada und Mavrolithari (bezw. Quelle Sotiras) wurde ferner ein Stück grauen Kalkes mit tadellos erhaltenen Exemplaren der *Magaresmilia Zieteni* Kl. aufgesammelt (westlich von H. Triada).

Margarosmilia Zieteni Kl. ist eine bezeichnende Art der ostalpinen Cassianer-Schichten.

Im Katavothra-Gebiet dürften daher auch die Cassianer-Schichten entwickelt sein.

Die Cassianer-Schichten hatte ich schon früher in Griechenland angetroffen und zwar in der Fazies der roten Hallstätter Kalke beim Hieron von Epidauros in der Argolis und ferner im Verbande der Halobien- und Daonellen-Schichten der Olonos-Pindoszone.

Meine weiteren Untersuchungen im Katavothra-Gebiet werden nun vor allem auf die Feststellung gerichtet sein, ob die Cassianer-Schichten in dieser Gegend durchweg in der Fazies der grauen Korallenkalke auftreten und ob ähnliche oder analoge Verhältnisse, wie an den klassischen alpinen Fundstellen vorliegen.

(Fortsetzung folgt.)

Ueber Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen.

Von **W. Kranz**, Hauptmann in der 1. Ingenieur-Inspektion.

Mit 1 Textfigur.

1. In einer Abhandlung „Über einen angeblichen seitlichen Zusammenschub im Buntsandstein der Vogesenvorberge von Sulzmatt [1]" nimmt Bergrat van Werveke Stellung zu meiner Abhandlung „Ein Vorkommen von seitlichem Zusammenschub im Buntsandstein der Vogesenvorberge von Sulzmatt; Hebungen oder Senkungen in Massengebirgen? [2]"

Es handelt sich um einen Steinbruch, in welchem ich im Sommer 1905 Verwerfung und Zusammenschub erkannte, van Werveke im Oktober 1909 lediglich eine Kluft und eine Verwerfung.

Über das Alter der Schichten in diesem Steinbruch drückte ich mich 1907 möglichst vorsichtig aus. Meine Vermutung, daß er ganz zum oberen Buntsandstein gehöre, hat sich nicht bestätigt.

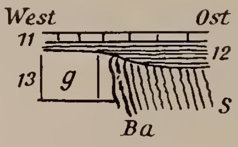


Fig. 1.

(Fig. 5 bei van Werveke.)

11: Plattiger Sandstein, ungestört (Voltzienschichten).
12: 0,18—0,20 m hellgrünlichgrauer Ton, der mit verringerter Mächtigkeit (0,02—0,05 m) über die nicht zertrümmerte Bank g übergreift.
13 (g): Weißer Sandstein, senkrecht zerklüftet, nicht zertrümmert.
S: Zerbröckelter Sandstein.
Ba: Kluft, mit Schwerspat ausgefüllt.

Van Werveke, welcher die 1905 ungemein brüchige Ostwand anscheinend leichter zugänglich fand, stellt fest, daß außer Voltziensandstein auch Muschelsandstein vertreten ist.

Was die Kluft betrifft, so scheinen beide Parteien nicht genau die gleiche Stelle aufgenommen zu haben. Ich bat im April 1910 Herrn van Werveke, unmittelbar nachdem mir seine Schrift bekannt wurde, um Klarstellung, ob der Steinbruch in der Zwischenzeit in Betrieb gewesen sei, und erhielt die Nachricht: „Herr Diehl hat durch Nachfrage beim Besitzer, Herrn Fillinger, festgestellt, daß an der Nordwand des Steinbruchs bei Sulzmatt seit mindestens 6 Jahren nicht mehr gebrochen worden ist."

---

[1] Mitt. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. VII. 2. 1909 p. 155—166.

[2] Dieses Centralbl. 1907. p. 489—498.

Die tatsächlichen Befunde meiner Aufnahme 1905 und derjenigen van Werveke's sind außerordentlich verschieden.

Wärend die von mir gefundene Kluft nur ganz schmal und nahezu senkrecht war, nahm van Werveke an der Nordwand des Steinbruchs eine bis zu 1,75 m breite, gegen O geneigte Kluft auf (l. c. p. 158 f.), im südlichen Teil der Ostwand eine normale Verwerfung, nämlich eine gegen O steil einfallende schmale[1] Kluft, an welcher der Muschelsandstein auf der Ostseite tiefer liegt als der Voltziensandstein auf der Westseite[2]. Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn van Werveke ist zwischen beiden Stellen, an dem l. c. Fig. 5 dargestellten Punkt, keine Verwerfung mehr, sondern nur noch eine Kluft vorhanden, welche sich gegen N verbreitert. Doch läßt Fig. 5 bei van Werveke auch die Deutung zu, daß hier noch eine schwache Verwerfung vorhanden ist, über welche ungestörter Voltzien- und Muschelsandstein wegzieht. Dies würde meiner Darstellung (l. c. Fig. 2) entsprechen, nur mit dem Unterschied, daß mir der Westflügel abgesunken erschien, während van Werveke im südlichen Teil des Steinbruchs ein Absinken des Ostflügels feststellte. Da ich 1905 das Alter der Schichten nicht durch Fossilien feststellen konnte, ließ ich mich durch Anzeichen von Schleppung leiten, und halte auch jetzt noch nicht für ausgeschlossen, daß im nördlichen Teil des Steinbruchs ein Absinken des Westflügels existierte. Denn nach der Aufnahme van Werveke's ist ein Absinken des Ostflügels nur im südlichen Teil nachgewiesen, weiter nördlich eine Kluft ohne Verschiebung. Die schiefe Stellung der Schollen kann also sehr wohl an anderer Stelle ein Absinken des Westflügels hervorgerufen haben.

Über die Verschiedenheit der Schichten östlich und westlich der Klüfte habe ich mich 1905 sicher nicht getäuscht, desgleichen nicht über die deutlichen Anzeichen von Zerdrücken des Sandsteins und Quetschen der Mergel an der Berührungsstelle der zusammengeschobenen Bänke. Ich erinnere mich genau meines Staunens über diese Lagerungsverhältnisse, und daß ich daraufhin besonders sorgfältig an die Aufzeichnung des tatsächlichen Befundes ging. Dieser stimmt nun in keiner Weise mit dem von van Werveke festgestellten überein. Die beiderseitigen Maße und petrographischen Schilderungen der einzelnen Schichten decken sich nicht. Van Werveke fand z. B. Schicht i = 1,35 m mächtig, ich dagegen 4,40 m. Meine Schicht h, dünnbankiger Sandstein etc., entspricht nicht, wie van Werveke p. 160 angibt, den oberen $\frac{2}{3}$ der Sandsteine von Schicht d: diese waren wie b nicht dünn-

[1] Daß die Kluft dort schmal ist, teilte mir Herr van Werveke brieflich mit.

[2] l. c. p. 163. 165.

bankig. Klüfte in i fand ich nicht, desgleichen keine Tonschicht unter i, die etwa mit meiner Schicht e zu vergleichen wäre, denn van Werveke's Tonschicht unter i ist nur 0,03—0,25 m mächtig, meine Schicht e aber sofort 0,55 m. Diese Unterschiede können sich nur zum allergeringsten Teil aus verschiedener Beurteilung des raschen Wechsels in der Ausbildung der Schichten erklären, in der Hauptsache dürften sie auf die Aufnahme an zwei nahe benachbarten, aber verschiedenen Stellen zurückzuführen sein. Daß es sich dort um Verwerfung in Verbindung mit Zusammenschub handelte, halte ich auch nach den Feststellungen durch van Werveke vollkommen aufrecht. Sind doch auch an anderen Stellen der Vogesen und des Schwarzwalds entsprechende Anzeichen, wie Rutschflächen und horizontale Zusammenschiebungen, aufgefunden worden. Und wie schnell sich in dieser Gegend Aufschlüsse ändern, hat van Werveke selbst gesehen: Wo er im Strangenberg bei Rufach bis 1900 diskordante Auflagerung von Tertiär auf Hauptoolith feststellte, fand ich 1905 nur eine Verwerfung zwischen beiden Formationen. Trotzdem habe ich nicht an der Richtigkeit seiner Beobachtungen gezweifelt. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXVI. p. 65 ff.)

2. Auf meine theoretischen Erwägungen, daß nämlich Schwarzwald und Vogesen nicht emporgewölbte Erdschollen, sondern großenteils stehengebliebene Horste, und daß die umgebenden Tafelländer Senkungsgebiete sind, geht van Werveke in der genannten Abhandlung nicht ein. „Sie widerlegen andere, in der geologischen Literatur zugunsten einer Hebung der Vogesen vorgebrachte, wichtigere Gesichtspunkte nicht."

Zu mehreren dieser Gesichtspunkte habe ich ja bereits in meiner eingangs erwähnten Abhandlung Stellung genommen. Herr van Werveke teilte mir brieflich mit, er habe dabei besonders den Aufsatz von de Lapparent im Auge gehabt, Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre[1]; mit der Verteidigung der Suess'schen Horsttheorie würde ich bald, wenn nicht schon heute, einen sehr isolierten Standpunkt einnehmen.

Demgegenüber stelle ich fest, daß z. B. E. Kayser in seinem Lehrbuch der allgemeinen Geologie 1909 (p. 205) die Horste durch Absenkungen zu beiden Seiten einer mittleren, stehengebliebenen Scholle erklärt. Er spricht (p. 742) unter Bezugnahme auf Heim von einer Verkleinerung des Erdumfangs (p. 776 f.), von gewaltigen Einbrüchen der Kruste an den Rändern der Kontinente, scheinbaren Hebungen, und faßt damit die Kontinentalsockel als Horste im großen auf. Dann stellte er (p. 782)

[1] Bull. Soc. géol. France. (3.) 15. p. 215—238. 1887.

fest, daß die Schrumpfungstheorie heute von der großen Mehrzahl der Geologen angenommen wird[1], also im wesentlichen das gleiche, was ich in der eingangs erwähnten Abhandlung und in meinen Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands[2] vertreten habe: Wenn man ein Vorwalten von Senkungen, eine Verkleinerung des Erddurchmessers überhaupt zugibt, verbunden mit einem Absinken des festen Landes seit uralter Zeit und einem Nachfolgen und Sinken des Meeres in immer neu gebildete Depressionen, dann muß man auch die Tafelländer als Senkungsfelder auffassen, die Massengebirge als teilweise stehengebliebene Horste. Sind doch gerade die Horste Stellen, an welchen man die Wirkungen der Kontraktion am unmittelbarsten erkennen kann; hier handelt es sich fast nur um Senkung der Umgebung, Faltung kommt höchstens als schwache Nebenerscheinung und als Folgewirkung der Senkung in Betracht, wie ich 1907 auseinandersetzte[3]. Dergestalt lassen sich also Kontraktions- und Horsttheorie logischerweise gar nicht voneinander trennen.

Auch E. Haug nennt in seinem Traité de Géologie 1907 (p. 244 f.) die Vogesen, den Schwarzwald, Thüringer Wald, Morvan usw. „Horste“, ihre Umgebungen „Zones d'affaissement“, „région effondrée, und im gleichen Jahr führte C. Schmidt in „Bild und Bau der Schweizeralpen“[4] aus, daß Schwarzwald, Vogesen und das französische Zentralplateau seit Ende der mesozoischen Zeit im großen und ganzen stationär geblieben sind (p. 81), während Einbrüche der festen Erdkruste die gebirgsbildenden Bewegungen des mittleren Europas zur Tertiärzeit charakterisieren (p. 84 f.).

Ich nehme also mit meiner Verteidigung der Horsttheorie keineswegs einen isolierten Standpunkt ein. Daß aber auch heute zahlreiche Stimmen gegen diese Lehre erhoben werden, ist mir wohl bekannt, und der Zweck dieser Zeilen wie mehrerer anderer Veröffentlichungen ist ja gerade, auf die Schwächen solcher Einwände hinzuweisen.

Der von van Werveke angezogene Aufsatz de Lapparent's aus dem Jahre 1887 wendet sich gegen die bekannten Theorien von Suess und Neumayr. Lapparent bestreitet nicht den Einbruch des Rheintalgrabens, betrachtet aber die Vogesen und den Schwarzwald als eine gehobene Erdscholle („compartiment soulevé de l'écorce terrestre“), eine große Antiklinale, deren Schlußstein einbrach. Die Juravorkommen im Rheintalgraben erklärt er als

[1] Zu den Einwänden gegen diese Lehre werde in kurzem an anderem Ort Stellung nehmen.

[2] Dies. Centralbl. 1908. p. 617 f. 651 ff.

[3] Dies. Centralbl. 1907. p. 496.

[4] Beilage z. Jahrb. S. A. C. 42. 1906—07.

Ablagerungen in einer Meerenge (détroit), und in allen Massiven will er Aufsteigen infolge seitlichen Druckes erkennen; die Schwerkraft soll erst wirksam geworden sein, wenn ihr ein vorhergehendes Aufsteigen und Bruch der Massive Gelegenheit zum Eingreifen bot.

Schon während der Sitzung der Société Géologique de France vom 7. Februar 1887, in welcher Lapparent diese Ideen vortrug, machten Bertrand und Labat gewichtige Einwände und traten im wesentlichen für die Horsttheorie, die Kontraktionslehre und eine allmähliche Verkleinerung des Erddurchmessers ein (l. c. p. 238, 240). Und heute lassen sich auch die meisten „faits géologiques“, auf welche Lapparent seine Ausführungen stützte, als unhaltbar erkennen. Ich bin überzeugt, man wird dementsprechend alle Gebiete ohne kräftige Erscheinungen von Seitendruck als Senkungsfelder und die Horsttheorie als richtig erkennen, wenn man die Anschauungen einer vielleicht liebgewordenen Auffassungsweise verlassen und die Entwicklung der ganzen Erdoberfläche unter dem Gesichtspunkt der Schwerkraft und der Kontraktionslehre in ihren äußersten Konsequenzen betrachten will.

Lapparent geht davon aus, die Vogesen könnten kein fester, im ursprünglichen Niveau stehengebliebener Pfeiler sein, weil ein noch viel unerschütterlicherer „noyau premier“, nämlich das Plateau Central de la France, heute in erheblich geringerer Höhenlage steht. Dabei übersieht er aber, daß die von ihm selbst angeführten vulkanischen Erscheinungen und Dislokationen im Plateau Central (l. c. p. 221 f., 228 f.) dieses als ein recht bewegliches Schollenland kennzeichnen. Man kann also sehr wohl annehmen, daß das Zentralplateau im Vergleich mit den Vogesen ein Senkungsfeld ist, und daß die hauptsächlichsten Senkungserscheinungen während der Haupttätigkeit des Vulkanismus dort erfolgten. Solche Bewegungen brauchen nicht, wie Lapparent das auch für das Pariser Becken und andere Gebiete voraussetzt, mit starken Störungen verbunden zu sein. Erkennt man doch auch an den postglazialen Senkungsgebieten der Nord- und Ostseeküste nur verhältnismäßig geringe tektonische Brüche, und die Verbiegungen in solchen Depressionen, wie z. B. dem Pariser Becken, Lothringen usw., erklären sich, wie gesagt, als Folgewirkung der Senkung.

Als weiteres Argument gegen die Horstnatur von Schwarzwald und Vogesen wendet Lapparent ein, daß an der Außenseite beider Gebirge kein der Innenseite entsprechendes Bruchsystem vorhanden ist. Wir kennen heute die Brüche am Ostrand des Schwarzwalds genauer[1]. Die vorwiegende Richtung nachweisbarer

[1] A. Schmidt, Der Neu-Bulacher und Freudenstädter Graben. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1910. Übersichtskarte. p. 47.

Klüfte ist dort NW—SO, „alpines" Streichen findet sich nur in wenigen schwachen Verwerfungen und im Verlauf mehrerer Flußtäler. Im übrigen sinkt der Gebirgsrand durch schiefe Stellung der einzelnen Schollen, wohl auch in Flexuren gegen das süddeutsche Becken ein, und es handelt sich beim Schwarzwald wie bei den Vogesen nicht um allseitig scharf begrenzte Horste, sondern um „Halbhorste"[1]. Bei solchen ist aber ein ringsgeschlossenes Treppen-Bruchsystem gar nicht erforderlich.

Daß ferner der Jura im heutigen Rheintalgraben nicht bereits zur Zeit seiner Ablagerung eine Meerenge vorfand, wird heute allgemein zugegeben. Man setzt jetzt den Beginn der Grabenbildung ins ältere Tertiär. Die küstennahen oligocänen Ablagerungen des Rheintals[2] lassen denn auch ihre Entstehung in einer Meerenge ohne weiteres erkennen, während die meisten triassischen und jurassischen Bildungen derselben Gegend die ungehinderte Verbindung zwischen schwäbischem und französischem Meeresgebiet dartun. Für die Hochvogesen ist diesbezüglich der exakte Nachweis noch nicht erbracht, im Schwarzwald wurde aber die einstige Bedeckung durch Sedimente der Trias und des Jura festgestellt[3].

Die scheinbaren Schaukelbewegungen der Erdrinde hält Lapparent für unmöglich und behauptet statt dessen ein fortgesetztes Auftauchen, eine unaufhörliche Hebung der Kontinente. Bei der Lückenhaftigkeit der Forschung war eine solche Hypothese bereits 1887 unhaltbar und heute ist sie es noch viel mehr. Daß dagegen tatsächlich scheinbare Schaukelbewegungen in der Erdgeschichte vorkommen, zeigen die fortgesetzten riesigen Trans- und Regressionen[4]. Sie erklären sich leicht durch abwechselndes Einsinken großer Schollen und Abzug des Meeres in immer neugebildete Depressionen. Demgegenüber erscheint ein ungleichmäßiges, langsames Absinken der Nordvogesen, des Nordschwarzwalds, des Plateau Central, Armoricas, der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges und ein relativ stärkeres, langsames Absinken der Umgebungen dieser Horste[5] verhältnismäßig un-

[1] Kranz, Geol. Führer Nagold. 1903. p. 6. Der Ausdruck „Halbhorst" rührt meiner Erinnerung nach von Herrn Prof. E. Fraas her. — Vergl. auch Kranz, Weitere Bemerkungen, dies. Centralbl. 1910. p. 588 f.

[2] Kranz, Geologie des Strangenbergs. N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. 26. p. 53.

[3] Steinmann, Alpersbacher Stollen. Ber. oberrh. Geol. Ver. 1902.

[4] Vergl z. B. die Karten der Meeresverbreitung im europäischen Rußland vom Silur bis Pleistocän. E. Kayser, Lehrb. allg. Geol. I. 1909. p. 774 f. Nach Karpinsky.

[5] Ungleichmäßiges Einsinken der einzelnen Schollen erklärt auch die verschiedene absolute Höhenlage der tertiären Bildungen Frankreichs (Lapparent, l. c. 229), in Verbindung mit ständigem, langsamen Sinken des Meeresspiegels.

bedeutend, wenn man die ungeheuren Zeiträume in Betracht zieht, welche hierfür zur Verfügung standen. Soweit in all diesen Gebieten nicht kräftige jüngere Erscheinungen von Seitendruck nachweisbar sind, halte ich deshalb auch Hebung für ausgeschlossen[1]. In Schwarzwald und Vogesen fehlen solche Anzeichen, und gerade die höheren Teile dieser Horste zeigen Massenüberschüsse, sind also nichts weniger als Gebirgsblasen, während ihre Umgebungen größtenteils Massendefekte aufweisen; deshalb habe ich deren ganze Umgebung auch als Senkungsfelder bezeichnet. Stichhaltige Gegengründe hat van Werveke nicht erbracht, ich vermag daher auch sein Beharren auf alter Anschauung nicht als begründet zu betrachten[2].

3. Kürzlich hat sich Herr P. Kessler ohne nähere Begründung für die Hebungshypothese ausgesprochen[3]. So wertvoll seine Feststellungen über das Alter der Rheintalbildung sind, so grell beleuchtet das Widersinnige jener Hypothese der Satz (p. 368): „Daß bei der Aufrichtung der Gebirge das Rheintal ebenfalls gehoben wurde, beweist seine jetzige Höhenlage.“ Also ein riesiges Schollenland, das sich in allen Einzelheiten als Einbruchsgebiet par excellence zu erkennen gibt, soll gehoben worden sein, nur damit die Hebungstheorie nicht ins Wasser fällt! Ich denke, demgegenüber läßt sich viel eher annehmen, daß der Meeresspiegel früher höher stand als heute und seit uralter Zeit stetig gesunken ist, besonders kräftig während der Hauptfaltungsperioden im Tertiär, folgerichtig mit der Kontraktion des Erdkörpers. Das erklärt die jetzige Höhenlage des Rheingrabens und seiner Randhorste viel natürlicher als Hebung.

Zweite Erwiderung an Herrn C. Renz.

Von **Ph. Négris.**

Nachdem ich formell erklärt hatte, daß ich den Anklagen, welchen H. C. Renz Ausdruck gegeben hat, fremd gegenüber stehe, glaubte ich mich zu der Hoffnung berechtigt, daß ein Gelehrter von seiner Bedeutung sich dazu gedrungen fühlen würde, öffentlich seinen Fehler anzuerkennen. Seine Beharrlichkeit beweist mir, daß

[1] Über die große Unwahrscheinlichkeit isostatischer Hebungen werde ich mich an anderer Stelle aussprechen.

[2] Nach Druck dieser Zeilen erschien: L. van Werveke, Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver. 1910. Nat. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westfalen. p. 12—37. Auf die darin enthaltenen Einwände gegen die Horsttheorie werde ich bald gelegentlich eingehen.

[3] P. Kessler, Zur Entstehung der mittelrheinischen Tiefebene. Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 361 ff.

es sich nicht mehr um böswillige Anschuldigungen handelt, denen er übereilt Glauben geschenkt hat, sondern um einen vorüberlegten Plan, den griechischen Kollegen übel mitzuspielen. Ich halte es für zwecklos, nach dem Beweggrund für eine solche Absicht zu forschen und mich noch mehr über ein solches Vorgehen zu verbreiten, welches vom Leser mit der ganzen Strenge verurteilt werden wird, die es verdient.

Wenn ich es aber für meine Pflicht erachte, nicht mehr auf kleinliche persönliche Angriffe zu antworten, so kann ich doch andere Angriffe von wissenschaftlicher Beziehung nicht unbeantwortet lassen, welche, wenn sie nicht widerlegt würden, den Leser, welcher die von H. C. Renz angeführten Memoiren nicht zur Hand hätte, zu einem Irrtum verleiten könnten. Es wird mir nicht schwer fallen, zu beweisen, daß nicht nur niemand daran gedacht hat, seine Entdeckungen unerwähnt zu lassen, sondern daß man ihm diesen Tadel zurückgeben kann.

Er wirft mir vor, daß ich in meiner Schrift „Sur la répartition des halobies dans le Péloponnèse occidental“ [1] seine eigenen Entdeckungen nicht erwähnt habe. Nichts ist ungenauer. Ich habe von seinen Arbeiten alle angeführt, deren Inhalt es zuließ. In der Tat bezweckte meine Arbeit die peloponnesischen Daonellenvorkommen in zwei Abteilungen, nämlich die Vorkommen in der Überschiebungsdecke von denjenigen in dem Substratum zu trennen: ich konnte in dieser Arbeit nur diejenigen Vorkommen anführen, welche ich selbst besucht hatte, nämlich das von H. C. Renz bei Bouboncaki auf dem Lycodimo aufgefundene, das von Herrn Ktenas in Ithomi und das Vorkommen von Dendra, welches von mir selbst entdeckt wurde. Aber weil dieses letztere Vorkommen sich in der Olonos-Pindoszone befindet, welche durch ganz Westgriechenland und Epiros sich erstreckt und innerhalb welcher H. Renz in einzelnen Punkten Daonellen aufgefunden hat, behauptet er, daß dieses neue Vorkommen ihm gehört; das ist in der Tat eine sehr merkwürdige Behauptung.

Noch schöner ist die Behauptung des H. C. Renz, daß das Vorkommen von Dendra sich neben dem Kalanos befindet, wo er selbst Daonellen entdeckt hatte, und um das zu beweisen, verweist er mich auf seine Abhandlung „Sur le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentr.“ (Bull. de la soc. géol. de France. 1907. p. 380). Aber diese Abhandlung erwähnt kein besonderes Vorkommen bei Kalanos. Zwar spricht derselbe Gelehrte in einer anderen Abhandlung (Zur Kreide und Eocän-Entwicklung Griechenlands. Centralbl. 1906. 1. Sept.) von der Entdeckung der „*Daonella cassiana*“ und *D. styriaca* auf der Paßhöhe oberhalb Kalanitsa, aber dieser Punkt ist von Dendra ungefähr 7 km entfernt, und

[1] Comptes rendus de l'Académie. Paris, 23 November 1908.

ferner handelt es sich nicht um ein anstehendes Vorkommen, sondern um einen fossilienführenden Block; daher war dieses Vorkommen für den Zweck meiner Arbeit nicht verwendbar.

Die Vorkommen auf Olonos waren mir nicht aus eigener Anschauung bekannt, deswegen habe ich sie nicht angeführt, abgesehen von dem Vorkommen bei Prostovitsa; hier sind nach H. C. Renz die Daonellen innerhalb kieseligen Schiefern beobachtet worden, was voraussetzen ließ, daß dieses Vorkommen dem Substratum gehörte. Seitdem hatte ich Gelegenheit gehabt, es zu besuchen und ich habe konstatieren können, daß dort, wie auf dem Lycodimo, durch eine Querfaltung das Substratum zutage gefördert worden ist; die nummulitischen Bildungen lehnen sich dort gegen dieses Substratum an, während weiter im Norden, oberhalb Kalentsi, über den nummulitenführenden Schichten die aus Kalkstein mit unterliegenden Hornsteinen zusammengesetzte und stark zusammengefaltete Decke erscheint.

Die Unterscheidung eines teils triassischen, teils aber cretacischen oder nummulitischen Substratums war der Gegenstand meiner zweiten Abhandlung (Sur le Substratum de la nappe de charriage du Péloponnèse. Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. Paris 1908. 21 Décembre), welche von H. C. Renz angefeindet wird. Darin konnte ich kaum diesen Gelehrten erwähnen, weil er nirgends in seinen Schriften von einer Überschiebungsdecke spricht: dem Herrn Cayeux kommt die Ehre zu, auf eine wirklich geniale Weise zu dem Gedanken die Veranlassung gegeben zu haben, daß das Pindos-Olonossystem einer Überschiebungsdecke angehören müsse und ich bin der erste gewesen, welcher bewiesen hat, daß die Cayeux'schen Vermutungen exakt waren; in meinen verschiedenen Abhandlungen, erschienen in den Comptes rend. der französischen Akademie und z. T. referiert im Geol. Centralblatt (1906 sub No. 1211—1214 et 1908 sub No. 1108—1111), habe ich die Beweise dieser Überschiebungsbewegungen auseinander gesetzt; abgesehen von der diskordanten Lagerung und der anormalen Schichtenfolge sowie der wechselnden Zusammensetzung des Substratums sprechen für diese Überschiebungen einerseits die zahlreichen Diskontinuitätsflächen (Surfaces de discontinuité), anderseits die enormen mechanischen Bewegungen, welche in der Fragmentierung der Schichten und in der Abplattung der Quarzknollen ihre Spuren gelassen haben.

Herr Renz hat sich wohl gehütet, diese Untersuchungen zu erwähnen nach einer Regel, welcher er auch in anderen Fragen gefolgt ist. Ich greife ein charakteristisches Beispiel heraus; in dem Kapitel „Kreide“ seines zusammenfassenden Werkes (Zur Geologie Griechenlands. Breslau 1909. p. 118) läßt er unerwähnt:

1. Meine Untersuchungen in Gemeinschaft mit Herrn Ktenas über das Alter (Angoumien oder Senonien inf.) und die Entwick-

lung der cretacischen Bildungen in der Argolis (Comptes rend. Acad. Paris 1907 Dec. 9.).

2. Die Feststellung de l'étage Santonien in Kaprena und Antinitsa durch Douvillé (Mem. Soc. Géol. de France Palaeont. 1897).

3. Die Bestimmung des Alters (Angoumien) des oberen Kalkes Attikas um Athen herum durch C. Ktenas (Compt. rend. Acad. Paris 1907. Mars 15).

Ich glaube, daß es überflüssig ist, noch mehr auf ein solches Vorgehen einzugehen.

Ueber das angebliche Vorkommen von Spirifer Verneuili in Japan.

Von **H. Yabe.**

Wiederholt ist das Vorkommen des oberdevonischen *Spirifer Verneuili* in der Provinz Ise in Japan, und zwar in typischen Exemplaren, von europäischen Geologen erwähnt worden (vergl. E. Suess: Beiträge zur Stratigraphie Zentralasiens, p. 21; F. Frech: Lethaea Palaeozoica. 2. p. 248; E. Haug: Traité de géologie. p. 711).

Auf jenen japanischen *Sp. Verneuili* wurde erst durch den vor kurzem verstorbenen Prof. C. Gottsche aufmerksam gemacht, der ihn nach Europa gebracht und im Hamburger Museum aufbewahrt hatte. Ich habe zwar jene Exemplare selbst nicht gesehen, aber wir besitzen im Geologischen Institut der Universität Tokyo die Gipsabgüsse derselben, welche wirklich mit dem kosmopolitischen *Sp. Verneuili* identisch sind. Jedoch können wir heute mit Bestimmtheit behaupten, daß jene schönen Stücke **nicht** von einem japanischen Fundort stammen.

Diese Tatsache ist den japanischen Geologen schon lange wohl bekannt gewesen; so hatte z. B. T. Harada vor zwanzig Jahren schon in seiner Arbeit „Die japanischen Inseln" kein Wort von jenem *Sp. Verneuili* erwähnt und dasselbe ist auch der Fall in der neuen Publikation der Geologischen Reichsanstalt in Tokyo „Outlines of the Geology of Japan" (2. Aufl. 1902). Es geschah dies deshalb, weil es nicht nur an einem sicheren Beweis für das Auftreten der devonischen Art in Japan überhaupt fehlt, noch auch ihr Vorkommen wahrscheinlich ist und wir überdies die Entstehungsweise jener irrtümlichen Angaben kennen. Da aber im neuen Lehrbuch von Haug „Traité de géologie" abermals *Sp. Verneuili* aus Japan erwähnt wird, finde ich mich verpflichtet, einmal die ganze Frage zu klären.

Jene Exemplare von *Sp. Verneuili* wurden weder von Prof. Gottsche noch von anderen in situ gesammelt. Sie stammen aus einer altmodischen Naturalien- oder Kuriositätensammlung. Den

Ursprung jener Sammlung kenne ich allerdings nicht; aber in früheren Zeiten gab es eine genaue Fundortangabe für die Gegenstände einer derartigen Sammlung wohl kaum und so kommt es vor, daß die durch viele Generationen von Hand zu Hand gegangenen Gegenstände mit ganz falschen Bezeichnungen versehen sind. Die Benützung von Stücken derartiger Provenienz zu wissenschaftlichen Zwecken ist daher sehr unzuverlässig.

In unserem Spezialfalle aber sind besonders zwei Umstände zu berücksichtigen: erstens sind die Exemplare des *Sp. Verneuili* prachtvoll erhalten; derartige Exemplare kommen aber in China massenhaft vor und werden, wie bekannt, als Medikament verkauft, weshalb sie von japanischen Kuriositätensammlern früher mit Vorliebe gesucht wurden; zweitens haben unsere Geologen durch 30 Jahre hindurch erfolglos nach Devon gesucht. Dieser negative Erfolg hat freilich nur geringe Bedeutung; wenn man aber bedenkt, daß ein Teil des sogen. „Chichibu-Systems" wahrscheinlich von devonischem Alter ist und hauptsächlich aus radiolarienführenden Kieselgestein- und Tonschieferlagen, ferner aus Schalstein mit Diabasbänken und kristallinen Kalksteinlinsen und aus Tonschiefern besteht, daher eine Entwicklung darstellt, welche keine Existenzmöglichkeit für Brachiopoden geboten hat, dann tritt klar hervor, daß auch eine weitere Nachforschung in dieser Richtung aussichtslos bleiben wird.

Infolge dieser Tatsache müssen wir schließen, daß die Gottsche-schen Exemplare des *Sp. Verneuili* weder aus der Provinz Ise noch überhaupt aus Japan stammen, sondern sicherlich aus China importiert worden sind.

Personalia.

Angenommen: **E. Becker**, Assistent f. Mineralogie in Heidelberg einen Ruf an die Kais. chinesische Universität in Peking.

Ihre Entlassung haben genommen an der Universität Moskau mit einer großen Zahl von Dozenten: der Akademiker Prof. Dr. **V. Vernadsky** und die Privatdozenten und Assistenten Dr. **G. Wulff**, Dr. **V. Karandeeff** und Dr. **A. Tschernoff**.

Gestorben: Prof. Dr. **J. H. van't Hoff** in Berlin am 1. März 1911.

Prof. Dr. **J. M. van Bemmelen** in Leiden am 13. März 1911.

Druckfehler-Berichtigung.

Dies. Centralblatt 1911 p. 82, Z. 3 v. u. lies Höhn bei Mittelberg statt Höhe bei Mittelburg.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Wandtafeln für stereographische Projektion.

Von **E. A. Wülfing** in Heidelberg.

Mit 5 Textfiguren.

Die stereographische Projektion ist schon vor 2000 Jahren von Hipparch angewandt worden, aber weder dieses ehrwürdige Alter noch ihre eminente Bedeutung auch für die Kristallographie, wie sie von vereinzelten Forschern schon vor mehr als zwei Generationen dargelegt wurde, haben ihr unter den Mineralogen von heute allgemeine Wertschätzung verschaffen können. Um nun ihrer Verbreitung die Wege zu ebnen, möchte ich hier zwei für den Unterricht bestimmte Wandtafeln beschreiben, deren Prinzip auf der von Wulff angegebenen Zeichenmethode[1] beruht.



Fig. 1.



Fig. 2.

Die einfachere, in Fig. 1 und 2 abgebildete Konstruktion wurde 1909 auf der Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Köln den Mitgliedern der D. M. G. von mir vorgeführt. Bei diesem Modell ist das 50 cm große stereographische, in seiner Lage ein für allemal fixierte Netz auf einer Holzunterlage aufgezogen, die möglichst unveränderlich bleibt und sich also vor allem nicht wirft. Meridiane und Breitenkreise sind im Abstand von 10° zu 10° in etwa 3 mm breiten Linien gezeichnet.

Auf diesem Netz liegt in wenigen Millimetern Abstand eine runde, auf der vorderen Fläche matt geschliffene Glastafel von etwa 3 mm Dicke und 60 cm Durchmesser. Die Rauhigkeit der

[1] Zeitschr. f. Krist. 36. 1902. p. 14—18; s. auch Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie. 4. Aufl. 1904. Bd. I. 1. p. 14.

Glastafel erlaubt ein bequemes Zeichnen mit weißer oder farbiger Kreide und auch ein Auslöschen der Zeichnungen wie bei einer gewöhnlichen Wandtafel. Bei einem früheren Modell war das Netz schwarz auf weißem Grund, da man aber doch meist mit weißer Kreide zeichnet, ist ein weißes Netz auf schwarzem Grund vorzuziehen.

Drei Rollen, welche genau gleich weit vom Mittelpunkt des Netzes auf dem Grundbrett unten links, unten rechts und oben rechts befestigt sind, erlauben eine Drehung der Glastafel. Bei der angegebenen Lage der Rollen und der kreisförmigen Tafelform muß diese Drehung, die sich mit Hilfe der rechts und links über die Holztafel hinausragenden Teile der Glastafel (s. Fig. 1) bequem ausführen läßt, konzentrisch um den Mittelpunkt des Netzes erfolgen. Eine vierte Rolle oben links wurde absichtlich fortgelassen, um von hier aus einen schwarzen Karton einschieben zu können, welcher nach Fertigstellung der Projektion den störenden Eindruck des Netzes beseitigt, wie dies aus Fig. 2 im Vergleich mit Fig. 1 zu erkennen ist.

Die verbesserte und auch in den Dimensionen des Netzes etwas größer ausgeführte Konstruktion verdankt ihre Entstehung einem Wunsch des Herrn Kollegen Rinne, der auf der vorjährigen Naturforscherversammlung hervorhob, daß es zweckmäßiger sei, das Netz und nicht die Zeichentafel rotieren zu lassen. Bei diesem in Fig. 3, 4 und 5 abgebildeten Modell wird also die matte Glastafel nicht gedreht. Sie hat daher auch eine rechteckige, durch einen Holzrahmen geschützte Form erhalten. Dagegen dreht sich hinter dieser Tafel das auf einem Pappdeckel aufgeklebte stereographische Netz um einen in der Figur nicht sichtbaren, auf dem Grundbrett befestigten Stift. Rechts und links ragt die kreisförmige Pappscheibe des Netzes über den Rahmen der Glastafel hinaus und wird hier mit den Händen ähnlich wie die Glastafel des ersten Modells gedreht. In den Figuren 3 und 5 sind diese überstehenden Ränder nicht abgebildet, während Fig. 4 etwas davon erkennen läßt.

Wegen der größeren Dimensionen des ganzen Modells — der Durchmesser des Grundkreises mißt 70 cm — und auch wegen der eingerahmten Glastafel kann man das Netz nicht bequem durch Einschieben eines Kartons zum Verschwinden bringen. Daher ist der Rahmen der Glastafel unten rechts und links mit Fortsätzen versehen, deren Enden auf einer horizontalen Achse befestigt sind. Um diese Achse läßt sich die Glastafel nach vorne klappen, soweit dies zwei oben rechts und links an der Grundplatte angebrachte Scheren erlauben (s. Fig. 4). Durch die Rauhigkeit der Glastafel ist das jetzt um 10—20 cm dahinter liegende Netz nicht mehr zu erkennen, während die Zeichnung vom Netz isoliert um so deutlicher hervortritt, wie dies aus Fig. 5 im Vergleich mit Fig. 3 zu erkennen ist. Beide Figuren stellen Aufnahmen unter

genau gleichen Beleuchtungsverhältnissen dar, nur ist bei Fig. 5 die Tafel vorgeklappt, während sie bei Fig. 3 dicht auf dem Netz aufliegt. Die ganze Operation des Heraufdrehens der Scheren und des Vorklappens der Tafel läßt sich mit wenigen Handgriffen sehr schnell

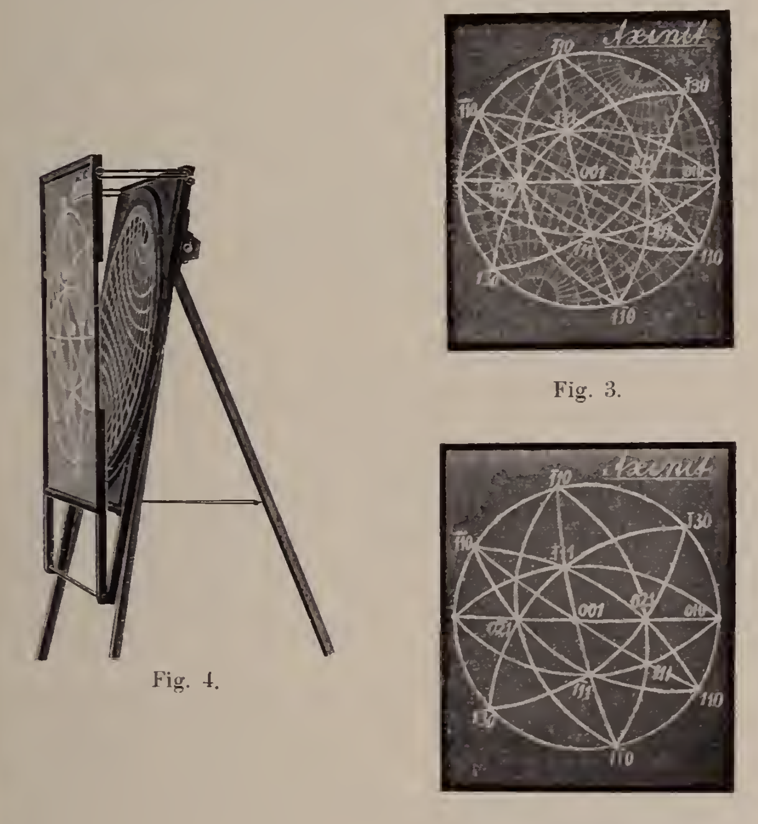


Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

ausführen, und das Verschwinden des Netzes ist hier bequemer zu erreichen als an dem kleineren Modell mittels des Kartons.

Der ganze Apparat ist auf einer passenden Staffelei dauernd befestigt (s. Fig. 4).

Die Firma Dr. F. Krantz in Bonn hat die Anfertigung beider Modelle übernommen, wird aber das Modell von 1909 in denselben Größenverhältnissen wie die neuere Konstruktion liefern und also auch hier den Grundkreis der Projektion 70 cm groß herstellen.

Heidelberg, den 2. März 1911.

Nachtrag zu meiner Mitteilung über Allophan, Halloysit und Montmorillonit[1].

Von **St. J. Thugutt.**

Um die Individualität der oben genannten Tone zu beweisen, habe ich unter anderem die Einwirkung einiger organischer Farbstoffe auf dieselben studiert. Die hier erzielten Resultate wurden aber schon früher von Herrn E. Dittler[2] zum guten Teil erhalten, was ich bei der Abfassung meiner Mitteilung leider übersehen habe. Den Razumoffskin und den Allophan ausgenommen, sind die Untersuchungsobjekte bei mir und bei Herrn E. Dittler verschieden, auch die Methode der Untersuchung ist eine andere. Was die Einwirkung von Methylenblau und Methylorange auf Razumoffskin und Allophan betrifft, stimmen die Ergebnisse bei mir und bei Herrn E. Dittler ganz überein.

Warschau, den 2. März 1911.

Ueber die Methoden, einzelne Bestandteile einer feinkörnigen Grundmasse im Dünnschliffe zu unterscheiden.

Von **R. Sokol** in Pilsen.

Bei der Bearbeitung des Gesteinsmaterials aus der Umgebung von Česká Kubice[3] und bei den noch nicht veröffentlichten Studien im Gebiete des „böhmischen Pfahles" traf ich zu oft in Präparaten eine feinkörnige Grundmasse an, zu deren Bestimmung ich die Becke'sche Färbungsmethode benutzte. Es färbten sich viele Stellen, was als Beweis für die Anwesenheit des Feldspates gedeutet werden konnte.

Dabei wurde ich auf feine gefärbte Linien zwischen Quarzkörnern aufmerksam gemacht, die ich anfänglich für Spuren einer kaolinartigen Substanz hielt. Da erinnerte ich mich auf eine vor vielen Jahren veröffentlichte Beobachtung Bořický's,[4], daß nämlich auch der Kanadabalsam die Farbe aufnimmt, wenn er früher mit Flußsäure oder Kieselfluorwasserstoffsäure behandelt wurde. Der mit reinem erhärtetem Balsam gemachte Versuch bestätigte diese Beobachtung. Der Balsam wurde auf der geätzten Stelle zwar sehr schwach, aber doch erkenntlich und überall gefärbt.

---

[1] Dies. Centralbl. (1911.) p. 100.

[2] E. Dittler, „Über die Einwirkung organischer Farbstoffe auf Mineralgele." Zeitschr. f. Chem. u. Industrie d. Kolloide. (1909.) **5**. p. 96.

[3] R. Sokol: Die Umgebung von Česká Kubice. Ein Beitrag zur Kenntnis des böhmisch-bayerischen Grenzgebirges. Bulletin international de l'Académie des Sciences de Bohême. 1910.

[4] E. Bořický, Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral- und Gesteinsanalyse. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. Prag 1877.

Diese Erscheinung kann zum Irrtum verführen, wenn beim Schleifen winzige Quarzkörnchen herausfallen und an ihrer Stelle der Kanadabalsam die Farbe aufnimmt. Auch die feinen gefärbten Linien zwischen einzelnen Körnern dürfen denselben Ursprung haben.

Im Suchen nach Opalsubstanz in einigen Dünnschliffen benetzte ich dieselben (ohne vorherige Ätzung) mit wässeriger Methylviolettlösung. Eine ähnliche Behandlung (mit Fuchsin) wurde von Tannhäuser[1] zur Unterscheidung des Opals von anderen mit ihm auftretenden Silikaten vorgeschlagen. Der Erfolg war überraschend. In einem Präparate des Granites von Schüttwa (bei Ronsperg i. Böhmen) wurde der Muskovit violett gefärbt, so daß schon beim gewöhnlichen Lichte auf den ersten Blick die Menge und die Verteilung dieses sonst u. d. M. farblosen Glimmers wahrnehmbar wurde. In den Feldspaten waren die feinsten Sprünge auch gefärbt und ließen sich bei einer sehr starken Vergrößerung als feinste, aus dem Feldspat sich bildende Sericitschüppchen erkennen. Hie und da erschienen winzige, tief blaugefärbte Fleckchen, die ich wegen der niedrigsten Polarisationsfarben als Kaolinschüppchen deuten mag.

Die feine, schwach violette Färbung des Muscovits konnte ich in allen Dünnschliffen beobachten, die ich etwa 10 Minuten mit einer verdünnten Methylviolettlösung betupfte und dann mit destilliertem Wasser ähnlich wie bei der Becke'schen Methode ausspülte. Es genügt aber auch eine kürzere Zeit, den Farbstoff kann man dann randlich mit Fließpapier absaugen und mit einigen Tropfen destillierten Wassers den Dünnschliff reinigen. Diese kleine Prozedur kann man auf dem Objekttische d. M. vornehmen. Dabei färben sich auch die Biotite, doch sucht man den bläulichen Ton vergeblich da, wo die intensive Eigenfarbe ihn gänzlich verdeckt. Wohl aber lassen sich die gebleichten, jetzt schwach violetten Biotite gleich erkennen. Die Färbung hebt sehr deutlich *ihren Pleochroismus* hervor.

Mit Rohkaolin aus dem Kaolinwerke in Třemošna bei Pilsen machte ich dieselben Färbungsversuche und erhielt nach dem Auswaschen eine tiefblaue Farbe, die man von der der beiden Glimmer durch die Intensität leicht unterscheiden konnte.

Auch Steatit (von Eger) gab eine ähnliche Reaktion zum Vorschein.

Mit dieser einfachsten Färbungsmethode ist man imstande, auf den ersten Blick ohne Polarisation die genannten Gemengteile zu unterscheiden, mögen sie noch so klein sein. Die Aufbewahrung des Präparates verlangt nicht die Sorge, die bei der Becke'schen Methode üblich ist. Man läßt es nur gut austrocknen, tropft den

[1] Tannhäuser, Die jüngeren Gesteine der ecuadorischen Ostkordillere. Inaug.-Dissert. Berlin 1904.

Kanadabalsam ein und bedeckt mit einem Deckglase. Da diese Färbungsmethode hauptsächlich bei verwitterten Gesteinen in Anwendung kommt, wo auch die Feldspate in Zersetzung begriffen sind, leistet sie auch gute Dienste bei der Unterscheidung der genannten Mineralien von dem stets unversehrten Quarz.

Erst nach den gemachten Versuchen erfuhr ich, daß schon H. Behrens[1] das Färben der Dünnschliffe eingehend erörterte. Er sagt, daß Chlorit und Glimmer ohne Ätzung gefärbt werden, da die färbende Lösung zwischen ihre Blättchen eindringt. Dasselbe soll auch für Talk und für einige Abänderungen von Steatit gelten. Behrens empfiehlt für Chloritschiefer, Glimmerschiefer und Talkschiefer eine Lösung von Safranin.

Das alles kann ich vollinhaltlich bestätigen und dazu beifügen, daß auch Sericit und Kaolin sehr intensiv gefärbt werden. Anstatt des Safranins benütze ich aber stets die Methylviolettlösung. Zwar setzt dieses Färbemittel zufällige Häutchen ab, aber sie lassen sich leicht unterscheiden von den gefärbten Mineralien, da der Ton der imbibierten Farbe immer ein anderer ist, als diese Häutchen zeigen. Die Häutchen befinden sich oft auf dem Kanadabalsam in der Nähe des Dünnschliffes und ihre Zahl sinkt beinahe auf Null, wenn man den Dünnschliff nach dem Färben im kräftigen Wasserstrahl reinigt. Die Benützung der Methylviolettfärbung bietet dem Beobachter die Gelegenheit, auch beim Muscovit und Sericit einen kräftigen Pleochroismus festzustellen, der sonst nicht wahrnehmbar ist. Die Farbe verändert sich von licht rötlich-violett (⊥ 001) bis dunkelblau (// 001), die erste mit kleiner, die zweite mit großer Absorption.

Im Dünnschliffe von Rohkaolin aus Karlsbad[2] lassen sich nach dem Färben die kleinen, violetten Partien des Sericits leicht von fast dichten Feldern des blauen Kaolins unterscheiden. Kaolin bildet feine gelappte Schuppen von höchstens 0,005 mm Größe, hat graue Polarisationsfarben und gibt ein negatives Achsenbild. Ein großer Teil der Kaolinschüppchen ist gleich orientiert, sie löschen gleichzeitig aus. Lichtbrechungsindex ist höher als 1,54 (Kanadabalsam). Kaolin ist relativ schwach, Glimmer aber stärker gefärbt. Quarz bleibt farblos, unverändert, zeigt regelmäßige Auslöschung, eine mehr gedrungene Gestalt und enthält viele Einschlüsse von Apatit und Rutil. Biotit ist fast immer gebleicht und verrät sich nach dem Färben durch einen überraschenden Pleochroismus. In einzelnen Proben des geschlemmten Materiales kann man schrittweise beobachten, wie die Menge des violett gefärbten Sericits bis auf Null sinkt.

---

[1] H. Behrens, Anleitung zur mikrochemischen Analyse. 1895. p. 164.

[2] Die Proben von Rohkaolin und geschlemmtem Kaolin wurden mir von der Direktion der Porzellanfabrik Fischer & Mieg in Pirkenhammer bei Karlsbad bereitwilligst zur Verfügung gestellt.

Rohkaolin aus Dalwitz bei Karlsbad enthält sehr viele Sericitschüppchen (bis 0,02 mm Durchm.), die nach dem Färben einen deutlichen Pleochroismus rötlichviolett-blau zeigen.

Dünnschliffe von Steatit aus Wunsiedel erscheinen aus winzigen Fetzchen zusammengesetzt, die erst bei einer starken Vergrößerung hohe Polarisationsfarben erkennen lassen, welche mit vielen grauen (auf basalen Flächen) wechseln. Es findet sich nach dem Färben kein Pleochroismus. Keinen Pleochroismus zeigte auch im gefärbten Präparate feinfaseriger, edler Talk von Zermatt (Schweiz). Steatit aus der Umgebung von Eger (geliefert von der Firma F. Gattermann in Prag) besitzt aber nach dem Färben einen deutlichen Pleochroismus, der früher nicht vorhanden war. Die Blättchen geben ein negatives Interferenzbild (Kreuz), das sich stellenweise öffnet. Der anomale Pleochroismus dürfte von den winzigsten Glimmerschüppchen herrühren.

Da Glimmer, Talk und Kaolin durch Färbung auf den ersten Blick von der anders zusammengesetzten Grundmasse zu unterscheiden sind, bleibt es noch als die wichtigste Aufgabe übrig, unter den farblosen Gemengteilen den Feldspat vom Quarz zu trennen. Dazu benutzte ich bei der Untersuchung der Grundmasse des böhmischen Pfahles die Becke'sche Färbungsmethode, die aber jetzt zu einem überraschenden Erfolge führte.

Ausgewählte Stellen der Dünnschliffe wurden ohne vorheriges Ätzen gefärbt und die gefärbten Stellen in die Skizze eingezeichnet. Dann folgte das Becke'sche Ätzen und Färben vorschriftsmäßig (1 Min. ätzen, eintrocknen auf dem Wasserbade nach dem Absaugen mit Filtrierpapier, 10 Min. in der Methylviolettlösung). Bei der Vergleichung des Dünnschliffes mit der Skizze wurde sehr wenig Neues gefunden. Nur die Grenzen zwischen Quarzkörnern, hie und da neue Sericitleistchen und selten neue winzige Gemengteile werden bei der zweiten Färbungsmethode gefärbt. Daraus folgt, daß in der Grundmasse des böhmischen Pfahlquarzes kein frischer Feldspat (auch kein Cordierit) vorhanden ist. Ähnliches habe ich auch an vielen böhmischen Kieselschiefern beobachtet. Die zufälligen Häutchen, die sich bei dem Becke'schen Verfahren sehr häufig setzen, da jede raschere Bewegung des Wassers vermieden werden muß, dürfen nicht den Beobachter irren. Sie verraten sich dadurch, daß sie bei der leisesten Berührung des Deckglases in Bewegung geraten.

Es ist ersichtlich, daß in ähnlichen Fällen die Benützung der Becke'schen Färbungsmethode ohne vorheriges Färben des ungeätzten Dünnschliffes zu irrigen Schlüssen verführen kann und daß immer früher das gewöhnliche Färben und erst später das Becke'sche Färben anzuwenden ist.

Ueber die Tektonik des Gebietes zwischen Eutingen und Seebronn.

Von **Heinrich Müller**, Tübingen.

Mit 1 Textfigur.

Auf Anregung von Herrn Prof. E. Koken untersuchte ich die tektonischen Störungen des Gebietes zwischen Eutingen und Seebronn. Bisher ist das Gebiet zwischen Straße Seebronn—Rottenburg und Weg Ergenzingen—Eckenweiler kartiert worden[1]. Es stellte sich heraus, daß eine einfache Verwerfung von km 3 am Weg Ergenzingen—Eckenweiler in ONO-Richtung vorbei an der Sandgrube am Vogelsang bis zum Steinbruch wenig NW Wolfenhausen sich hinzieht. An dieser Verwerfung ist die nördliche Scholle ca. 25—30 m gegen die südliche abgesunken.



Der genannte Steinbruch zeigt stark verruschelten, nachträglich durch $CaCO_3$ wieder verkitteten *Trigonodus*-Dolomit, dessen einzelne Platten wirr durcheinander geworfen sind. Die Nordwand des Bruches bildet neben einzelnen verlorenen Lettenkohlenbrocken und großen *Trigonodus*-Dolomitblöcken Gipskeuper. Gipskeuper zeigt sich auch 100 m SO dieses Bruches anstehend und konnte in den südlich anstoßenden schwach steigenden Feldern überall durch Bohren nachgewiesen werden. Zweifellos ist also hier an einem *Trigonodus*-Dolomitsockel nördlich und südlich der Keupergips abgesunken.

[1] Das dieser Arbeit beigefügte Kärtchen enthält der Übersicht wegen nur einzelne Ausschnitte der Aufnahme.

Die beiden Spalten, an denen dies Absinken stattgefunden hat, laufen 150 m östlich des Bruches zusammen. Merkwürdigerweise verschwindet vom Vereinigungspunkt an nach NO jede deutliche Spur einer Verwerfung. Indessen dürfte sie sich 50 m nordöstlich des Teiches an der Straße Wolfenhausen—Bondorf in der gegeneinanderfallenden Schichtstellung der Schilfsandsteinplatten bemerkbar machen: denn es fällt hier südlich des benachbarten Weges der Schilfsandstein stark nach N, während er nicht weit davon nördlich des Weges steil nach S geneigt ist.

Eine deutliche Verwerfung zeigt sich erst wieder 700 m NO des Teiches, hart südlich der Riedstraße, von wo sie sich ins Tal herunter nach dem Brendehaupt zieht mit einer Sprunghöhe von ca. 30 m. Im Gegensatz zum erstbeschriebenen Sprung ist an ihr die südliche Scholle gegen die nördliche abgesunken. Im Tal verschwindet sie, ihre Fortsetzung ist aber wohl in einem Sprung zu suchen, der hart nördlich des Steinbruchs bei km 5 an der Straße Remmingsheim—Seebronn den Zellendolomit der Lettenkohle in fast gleiche Höhe mit dem *Trigonodus*-Dolomit des Steinbruchs verwirft und den Zellendolomit selbst noch staffelförmig zerbricht.

Zwei Verwerfungen, die einige 100 m westlich des Steinbruchs fast senkrecht zur Richtung der beschriebenen aufsitzen, komplizieren hier den Bau des Gebirges noch mehr. Ihre Besprechung würde an dieser Stelle zu weit führen.

Da im weiteren Verlauf der ONO gerichteten Störung vom erwähnten Steinbruch an Lettenkohle gegen Lettenkohle abstößt, ist die Verwerfung selbst nicht zu sehen, indessen zeigen sich ihre Spuren deutlich in zahlreichen verrutschten und wieder verfestigten Lettenkohlenbrocken, die hier auf den Äckern zu finden sind. Sie verschwindet dann ganz unter Löß und kommt erst am Eisental wieder zum Vorschein, allerdings hier bereits wieder in zwei Spalten geteilt, die, wie bei Wolfenhausen, einen *Trigonodus*-Dolomit-Horst umschließen, an dem nördlich Lettenkohle und Gipskeuper, südlich Lettenkohle abgesunken ist. Die Sprunghöhe der nördlichen Verwerfung beträgt 30, die der südlichen 20 m. Der Abschluß dieses Horstes nach NO und O ist gegeben durch das Umbiegen der nördlichen Grenzverwerfung nach O und SO und ihr Zusammentreffen mit der südlichen bei Punkt 443,5.

120 m nördlich dieses Punktes ragt aus dem Hang der Zellendolomit heraus, unterhalb dessen sich Gipskeuper findet. Das zeigt den weiteren Verlauf der Störung nach ONO an.

Die allgemeine Richtung der besprochenen Störungen zielt genau auf das Schloßgut Roseck bei Poltringen, in dessen Nähe die von E. Fraas beschriebene Bebenhäuser-Aich-Spalte endet. Auch stimmen sie mit dieser in der Richtung überein. Es ist anzunehmen, daß die Aufnahme des Zwischengeländes einen direkten

Zusammenhang beider Störungsgebiete ergeben wird. Für jetzt darf hingewiesen werden auf die große Ähnlichkeit der tektonischen Erscheinungen dort wie hier: Das rasche Übergehen deutlicher Störungen in wenig beeinflußte Zonen, das Auftreten horstartiger Erhebungen, die grabenartigen Versenkungen, wie sie die Fortsetzung des besprochenen Gebietes nach Entingen zu zeigt, benachbart sind, und, hiermit in Zusammenhang, das Spalten einfacher Verwerfungen in doppelte Bruchlinien.

Bemerkungen über sogen. Korallenkalk oder Karang.

Von **K. Martin.**

Vor kurzem hat G. Boehm wiederholt und mit Recht auf die geringe Mächtigkeit mancher sogen. Korallenriffe und auf die unzweckmäßige Benennung derselben hingewiesen [1]. Ähnliche Beobachtungen machte ich schon vor vielen Jahren in Westindien [2] und auch in den Molukken [3], in beiden Fällen zu Zeiten, als solche von anderer Seite, meines Wissens, noch nicht vorlagen. Die betreffenden Arbeiten sind aber anscheinend außerhalb Holland wenig gelesen und namentlich der Reisebericht über Westindien scheint geringe Verbreitung gefunden zu haben. So konnte es geschehen, daß Bauer noch 1900 bei einer Arbeit über Diabase von Curaçao [4] schrieb: „Über die Art des Vorkommens ist nichts Weiteres bekannt", obwohl ich diese Insel 1885 kartiert hatte. Indessen ist es nicht die Prioritätsfrage, welche mich zu dieser Mitteilung veranlaßt (denn sonst würde ich obiges schon früher betont haben), sondern der Umstand, daß meine älteren Untersuchungen Einiges enthalten, was auch heute noch im Verband mit dem Studium von Korallenriffen und ähnlichen Bildungen hervorgehoben zu werden verdient. Ich werde zur Vermeidung unnötiger Wiederholungen nur die Hauptpunkte in knapper Form angeben:

1. Atolle. Auch bei echten Atollen kann die Mächtigkeit der Kalkbedeckung im Verhältnis zur Höhe der Inseln gering sein. Ein treffliches Beispiel hierfür liefert Curaçao, dessen östlicher Teil in quartärer Zeit ein ovales Atoll bildete. Dasselbe war an der Strom und Wind ausgesetzten Nordküste am vollkommensten geschlossen, an der Leeseite mit einer großen Zahl tiefer Rinnen versehen; sein schüsselförmig vertiefter Boden im Innern war teils

[1] Über Korallenriffe. Dies. Centralbl. 1910. No. 16. p. 504.

[2] Bericht über eine Reise nach Niederländisch Westindien etc. Teil II. Geologie. p. 79 ff. (1888).

[3] Reisen in den Molukken etc. Geol. Teil, Ambon und die Uliasser. p. 37 ff. (Dieser Abschnitt ist 1897 erschienen, das Gesamtwerk erst 1903.)

[4] Über einige Diabase von Curaçao. N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1900. Bd. II. p. 140.

von Sedimenten der Kreideformation, namentlich aber von Diabas gebildet. Daher auch die weit vorgeschrittene Zersetzung der Diabase, welche ich schon früher hervorhob und die auch Bauer betont hat. Die älteren Gesteine sind seewärts aber so vollkommen von der jüngeren Kalkablagerung verhüllt, daß Gabb auf Curaçao nur diese einzige Formation erkannte[1]. Sie ist nach meinen Schätzungen im Durchschnitt nicht mehr als 20 m mächtig, oftmals nur 10 m und weniger, obwohl das Küstengebirge sich bis zu 200 m Höhe über den Meeresspiegel erhebt. Die Höhe des letzteren ist also im wesentlichen durch diejenige des Grundgebirges, nicht aber durch die jugendliche Kalkbedeckung bedingt. Lehrreich ist in dieser Beziehung auch eine Abbildung vom Schottegat, welche A. Krämer gegeben hat[2].

Ähnliche Verhältnisse, wie die hier geschilderten, dürften auch bei anderen küstennahen Atollen vorliegen; aber so lange ihr Inneres von Wasser bedeckt ist, bleibt es selbstredend so gut wie ausgeschlossen, den geognostischen Aufbau zu erkennen.

2. Ursprünglich geneigte Schichten. Wenn die Korallen sich auf seewärts geneigtem Untergrunde ansiedeln und diesen überwuchern, ohne zum Meeresspiegel hinanzuwachsen, so bilden sie statt eines den älteren Bildungen aufliegenden Kalkkeiles nur mantelförmige Umrindungen derselben. Letztere machen durchaus den Eindruck von gehobenen Schichten und Krämer, welcher auch hiervon eine instruktive Abbildung gibt, meint noch, daß „die Korallenriffe durch eine zentrale vulkanische Hebung in eine schiefe Lage gebracht worden sind". Früher hatte auch Gabb die Korallenkalke, welche die Nord- und Südküste von Curaçao begleiten, als Flügel einer Antiklinale aufgefaßt, wobei die Sattellinie der Längsrichtung der Insel parallel verlaufen würde. Daß dem nicht so ist, geht u. a. aus dem Umstande hervor, daß die Korallenstöcke alle noch die ihrem Wachstum entsprechende, vertikale Stellung einnehmen. Solche Beobachtungen lassen sich an den tiefen Einschartungen der westindischen quartären Riffe leicht anstellen.

Es bedarf kaum noch des Hinweises, daß auch beim Studium von manchen Kalksteinen, deren organische Reste mehr oder minder zerstört worden sind und welche somit die Art ihrer Entstehung nicht ohne weiteres erkennen lassen, mit der Möglichkeit einer solchen Ablagerung in ursprünglich geneigter Lage gerechnet werden muß, zumal dort, wo die Kalke massigen Gebirgsgliedern

[1] Notes on the island of Curaçao; the American Journ. of science and arts. Ser. III. Vol. 5. No. 25—30. p. 382. (1873.)

[2] Curaçao, nebst einigen Bemerkungen über eine westindische Reise. Globus Bd. XC. No. 19. p. 293. (1906). — Krämer meint, ich hätte nicht erklärt, warum die Diabasdecke nicht von Korallensand oder Kreide bedeckt sei. Es ist ihm entgangen, daß ich darüber allerdings Aufklärung gegeben habe (vergl. p. 85—86 u. p. 123).

auflagern. Gerade hier wird man leicht zu der Annahme neigen, daß die Kalksteine durch vulkanische Kräfte gehoben seien, so wie dies bei der Deutung der Lagerungsverhältnisse auf Curaçao geschehen ist.

3. Karang. In Ostindien fand ich später den hier geschilderten ganz analoge Verhältnisse. Die Mächtigkeit der gehobenen Riffkalke betrug häufig nur wenige Meter „und mitunter sieht man nur dünne Schichten, welche dann in die zerstreut auftretenden Karangpartien verlaufen". Ausgedehnte Strecken sind nur noch mit Brocken oder Fladen des Gesteins bedeckt; aber meistens bildet letzteres geschlossene Decken, welche das unterlagernde Gestein vollständig maskieren.

Sowohl die gehobenen Riffe als diejenigen, welche die Inseln umgeben, werden von der einheimischen Bevölkerung Karang genannt. Nun ist es sehr schwierig, die lebenden und fossilen Riffe, welche so häufig ineinander verlaufen, mit Sicherheit voneinander zu trennen; noch schwieriger ist es, die gehobenen Kalke ihrem Alter nach genau zu bestimmen, wenn nicht leitende Nummuliniden gefunden werden, denn es gelingt kaum, makroskopisch gut bestimmbare Versteinerungen in genügender Zahl aus diesen Bildungen zu gewinnen. Negative faunistische Merkmale beweisen aber nicht viel, solange sie für sich allein dastehen. Aus solchen Gründen behielt ich die einheimische Bezeichnung „Karang" für die in Rede stehenden Kalksteine bei.

Die Bezeichnungen „Korallenriffe" und „Koralleninseln" ganz fallen zu lassen, wie Boehm vorschlägt, halte ich übrigens nicht für zweckmäßig, da sie doch in vielen Fällen durchaus berechtigt sind. Wohl aber sollte man solche Benennungen vermeiden, so lange nicht festgestellt ist, daß die betreffenden Kalke wirklich vorherrschend aus Korallen aufgebaut sind. Bis dahin wähle man einen indifferenten Namen wie Riffkalk oder Karang; näherer Untersuchung bleibe es dann vorbehalten, festzustellen, ob Korallen-, Lithothamnien-[1], Orbitoiden-, Cycloclypeenkalke[2] usw. vorliegen.

[1] Über Lithothamnien-Bänke ist zu vergleichen: Madme. A. Weber-van Bosse, Études sur les algues de l'Archipel Malaisien (Annales du Jardin Botanique de Buitenzorg. 2. Ser. Vol. II. p. 126). Solche Bänke traf ich im verflossenen Jahre auch fossil in Rembang auf Java an. Dort liegen an der Oberfläche des tertiären Kalksteines haufenweise und in ungezählten Mengen rundliche und ovale Körper von Eigröße oder kleiner, welche ganz aus Lithothamnien bestehen.

[2] Die Cycloclypeen, welche im indischen Archipel eine ebenso große Rolle spielen wie in anderen Gegenden Nummuliten und Orbitoiden, wollen sich noch immer nicht recht in unsere Lehrbücher einbürgern. Ich sah u. a. im verflossenen Jahre in Rembang Schichten, welche eine sehr große Ausdehnung besitzen und ganz von diesen Foraminiferen erfüllt sind. Sie bilden selbständige Gebirgsglieder so gut wie die Korallenkalke.

Allerdings verlaufen diese Bildungen ebenfalls ineinander und wird man häufig die indifferente Bezeichnung auch nach eingehendem Studium beibehalten oder allgemeiner von Foraminiferenkalken usw. sprechen müssen. Daß bei dem jetzt üblichen Verfahren die Bezeichnungen „Korallenriffe“ und „Koralleninseln“ geologisch und zoologisch völlig falsche Vorstellungen erwecken, muß mit Boehm jedem einleuchten, der sich mit der Erforschung der betreffenden Bildungen befaßte.

4. Historisches. Es ist nicht ohne Interesse, daß schon Immanuel Kant für hoch über den Meeresspiegel liegende Riffkalke eine Hebung durch vulkanische Kräfte annahm[1]. Solche Bildungen erreichen nach ihm 200—300 Fuß Höhe und liefern den Beweis früherer Seebedeckung. „Selbst von den hohen Inseln dieses Meeres haben viele ihre erste Anlage diesen Polypen zu danken und bestehen aus nichts als Korallenfelsen, sollten sie auch durch Feuer über das Meer gehoben sein“. (Es ist von den Freundschaftsinseln die Rede.) Daß es sich bei den hoch über den Meeresspiegel gerückten Karangplatten wirklich um Hebungen handelt, wird heutigen Tages wohl kaum noch bestritten werden[2].

Leiden, Januar 1911.

Zur unteren Kreide von Deutsch-Ostafrika.

Von **E. Krenkel**, München.

In meiner kürzlich erschienenen Arbeit „Die untere Kreide von Deutsch-Ostafrika“[3] sind auch einige Ammoniten beschrieben, die sich sämtlich dadurch auszeichnen, daß die Schale in Pyrit verwandelt, ihr Inneres mit Kalkspat angefüllt ist. Prof. Fraas hat diese Stücke nicht selbst gesammelt, sondern von anderer Seite aus dem Hinterland von Lindi erhalten. Meine damaligen Bestimmungen bedürfen noch einer neuen Durcharbeitung dieser Fauna, über deren Stellung ich nicht ins klare kommen konnte, einer Verbesserung und Ergänzung, die ich bei Benützung der genannten Arbeit zu beachten bitte.

Phylloceras lindiense (p. 220) ist nach der Beschaffenheit der Lobenlinie mit dreiästigem, symmetrischen ersten Seitenlobus zu der Desmoceraten-Untergattung *Uhligella* zu stellen. *U. lindiensis* ist nahe verwandt mit *U. Rebouli* Jac. Sie läßt sich aber, mindestens

[1] Immanuel Kant's physische Geographie. 2. Ausgabe. Bd. II. 1. Abtlg. p. 478 ff. (Hamburg 1816.)

[2] Als ich dies im Jahre 1896 betonte (Hettner, Geographische Zeitschrift. II. 1896. p. 361 ff.), erfuhr ich heftigen Widerspruch. Später habe ich versucht, für die Hebungen eine Erklärung zu geben (Reisen in den Molukken. p. 283 ff.).

[3] Beiträge zur Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns. 1910.

als Variation, von *U. Rebouli* unterscheiden. Der Nabel ist enger, der Querschnitt abweichend. Auf der Oberfläche eines unbeschalten Exemplars lassen sich einzelne niedrige, breite Anschwellungen in der Mitte der Flanken erkennen, die nicht geschwungen sind und nicht bis auf die Externseite fortsetzen.

Phylloceras Broilii (p. 220) gehört zur Gruppe des *Ph. Rouyanum-Forbesianum* d'Orb. Zwischen diesen beiden und zu *Ph. Broilii* besteht eine sehr enge Verwandtschaft; sie sind kaum spezifisch zu trennen, wenn ihre Variabilität in Betracht gezogen wird. Nur ihr Vorkommen in recht verschiedenen Horizonten hat wohl zur Unterscheidung verschiedener Arten geführt. Der gleichen Ansicht ist auch Fallot, während Pervinquière *Ph. Rouyanum* und *Forbesianum* getrennt hält; er erwähnt das erstere aus dem Barrême, das letztere aus dem Senon von Tunis.

Erst wenn gute und mit Lobenlinie erhaltene Stücke vorliegen, wird sich entscheiden lassen, in welchem Verhältnis *Ph. Broilii* zu *Rouyanum-Forbesianum* steht. Vielleicht handelt es sich um eine fortlaufende Reihe.

Phylloceras aff. *Thetys* d'Orb. (p. 222). Die von mir unter diesem Namen beschriebene Form könnte wohl in die Nähe von *Ph. ellipticum* Kossm. gehören. Jedoch bietet die Lobenlinie, soweit sie bei der schlechten Erhaltung zu erkennen ist, Unterschiede zu der von Kossmat zu *Ph. ellipticum* gegebenen, besonders in den Sattelendigungen, bei denen die schon früher erwähnten zwei kleinen Endzweige sich nochmals in zwei kleine Spitzen teilen (Windungshöhe = 16 mm). Jedenfalls sind die Beziehungen der ostafrikanischen Form näher zu *Ph. ellipticum* Kossm. als zu *Ph. Thetys* d'Orb.; sie ist deshalb am besten vorläufig nur als *Phylloceras* sp. zu bezeichnen.

Lytoceras sp. (p. 224). Die von mir als *Lytoceras* sp. aufgeführten kleinen Stücke (Fig. 1, 3) gehören zur Lytoceraten-Untergattung *Gaudryceras* de Gross. Auf dem letzten Umgange sind drei, sehr wenig geschwungene Einschnürungen vorhanden. Diese Art ist wohl verwandt mit *G. Kayei* Forb. Jedoch müssen erst besser erhaltene Stücke zeigen, ob diese Form selbst vorliegt, die aus dem Senon von Tunis, Algier, Indien bekannt ist.

Lytoceras sp. (p. 224 Fig. 2) gehört vielleicht in die Nähe des *Gaudryceras multiplexum* Stol., das aus Madagaskar, Indien, Tunis und Algier bekannt ist.

Desmoceras aff. *Emerici* Rasp. (p. 225) ist, wie Prof. W. Kilian durch Vergleich mit französischen Vorkommnissen festgestellt hat, identisch mit typischen Exemplaren von *Puzosia Mayori* d'Orb., deren Name deshalb an Stelle des aff. *Emerici* zu treten hat.

Zur Beschreibung ist nachzutragen, daß sowohl das größere wie das kleinere Stück (38 und 14 mm Durchm.) vier kräftige Furchen auf dem Umgange tragen. Pervinquière hat auf die Ver-

änderlichkeit der Furchen sowohl in ihrer Stärke wie in ihrer Zahl hingewiesen, nach der er mehrere Variationen unterscheidet. Seine Beobachtung, daß die Dicke der Umgänge in einem bestimmten Verhältnisse zur Stärke der Furchen steht, wird durch die afrikanischen Stücke bestätigt, die recht stark aufgeblasen sind und tiefe, kräftige Furchen zeigen.

Diese schöne Beobachtung Pervinquière's mag der Anlaß sein, darauf hinzuweisen, daß mehr wie bisher Wert zu legen wäre auf die Beobachtung des gegenseitigen Verhältnisses der einzelnen morphologischen Elemente der Schale von Fossilien und der durch Änderung einzelner Formbestandteile eintretenden Umgestaltungen der Schale im ganzen. Vielleicht führen genaue Beobachtungen in dieser Richtung dazu, Gesetze zu finden, nach denen die Bildung und Umbildung der Schale vor sich geht.

Puzosia Mayori d'Orb. bezeichnet den Gault; in Afrika ist sie erwähnt von Algier, Tunis und von Kilian aus Marokko.

Die *Desmoceras Kitchini* (p. 226) genannte Form gehört zunächst nach der Lobenlinie zur Gattung *Tetragonites*. Die Zurechnung zu *Desmoceras* gründete sich auf die überraschende äußere Ähnlichkeit der Form zu *Latidorsella latidorsata* Mich.

Bezüglich der Lobenlinie ist nachzutragen, daß der lange, durch einen schmalen spitzen Sattel geteilte Externlobus den ersten Seitenlobus an Länge eher übertrifft, als ihm gleichkommt. Der Externsattel endigt, wie schon gezeigt, nach einer starken Einschnürung in vier Blättern. Die übrigen Sättel enden dreispitzig. Die Zahl der Einschnürungen auf einem Umgang beträgt vier.

Tetragonites Kitchini gehört zur weitverbreiteten, aus Madagaskar, Indien, Tunis, Algier erwähnten Gruppe des *T. Timotheanus* Mayor. Er unterscheidet sich, soweit sich das bei dem kleinen Stück beurteilen läßt, durch den komplizierten Bau der Lobenlinie; die von Pervinquière gegebene Lobenlinie (p. 75) zeigt eine weniger starke Zerschlitzung.

Puzosia africana steht *P. planulata* Sow. sehr nahe, wie schon erwähnt wurde. Die Lobenlinie ist an einem Bruchstück noch undeutlich zu erkennen. Der Externlobus ist ziemlich breit und kurz, jedenfalls kleiner als der erste Seitenlobus, der lang und schmal ist und dreispitzig endigt. Der Externsattel ist gut gegliedert und wohl in zwei Arme geteilt. Der erste Seitensattel ist kürzer und zweiteilig. Der zweite Seitenlobus endet unsymmetrisch in einer größeren inneren, wieder zweispitzigen Ast und einem kleineren äußeren. Die folgenden Teile sind schief gestellt.

Da Blayac bereits eine *P. planulata* var. *africana*, jedoch ohne Beschreibung aufführt, ändere ich den Namen in *P. austroafricana* um.

Im ganzen deutet diese kleine Fauna pyritisierter Ammoniten, die wohl als zusammengehörig betrachtet werden kann, auf ein

höheres Niveau, als ich früher angenommen hatte. Als solches dürfte mit größerer Wahrscheinlichkeit das Gault anzusehen sein. Prof. Kilian, dem ich die Zweifel an meiner ursprünglichen Ansicht mitteilte und der daraufhin die Güte hatte, die Fauna durchzusehen, wofür ich ihm bestens danke, ist der gleichen Meinung.

Charakteristisch für diese Gaultfauna scheint, soweit sich das bei der geringen Zahl der Arten behaupten läßt, das Überwiegen glatter Ammoniten wie die der Desmoceraten, Phylloceraten, Lytoceraten, während verzierte Formen wie Hopliten und Acanthoceraten nicht vertreten sind. Wir haben hier einen bathyalen Faunentypus vor uns, wie er von Kilian schon vor längerer Zeit als bezeichnend für geosynklinale, tiefe Meere beschrieben worden ist. Das Vorkommen solcher Typen in Deutsch-Ostafrika deutet darauf hin, daß die genannten Arten wohl bei einer transgressiven Bewegung des Meeres im Gault auf den afrikanischen Kontinent getragen wurden, eine Bewegung, die ausging von der im Osten des heutigen Ostafrika gelegenen Nord—Süd-Geosynklinale, die ich früher als „alten Kanal von Mozambique“ bezeichnet habe.

Die pyritisierten Ammoniten von Deutsch-Ostafrika weisen engere Beziehungen zu den gleichalterigen Faunen von Nordafrika, zu der kürzlich durch Fallot von den Balearen beschriebenen, und zu Südfrankreich auf. Ebenso finden sich Beziehungen zur Fauna von Madagaskar und Indien.

Über das Vorkommen des Gault in Deutsch-Ostfrika ist vorläufig nichts weiter mitzuteilen. Der Erhaltungszustand der Ammoniten deutet darauf hin, daß er in Form von Mergeln entwickelt ist.

Zur Kontroverse Gagel contra Olbricht.

Von **Ewald Wüst** in Kiel.

K. Olbricht hat in mehreren Arbeiten wertvolle Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Pleistocäns geliefert und im Zusammenhange damit einige allgemeinere Probleme mit ungewöhnlicher Originalität in meines Erachtens sehr fruchtbaren Gedankengängen erörtert. Daß diese Arbeiten Widerspruch erfahren haben, kann keinen Kenner der Verhältnisse wundern. Wer, wie ich, an der Angelegenheit nicht persönlich beteiligt ist, hat keinen Anlaß, anders als im Zusammenhange sachlicher Erörterungen dazu Stellung zu nehmen. Wenn nun aber die Zuverlässigkeit der Olbricht-schen Beobachtungen bestritten und Olbricht damit als wissenschaftlich erledigt hingestellt wird, so ist es die Pflicht derjenigen, die, wie ich, sich durch Nachprüfung Olbricht'scher Beobachtungen von deren Zuverlässigkeit überzeugt haben, das zu unzweideutigem öffentlichen Ausdrucke zu bringen. Ich habe daher Herrn Olbricht für seine Antwort auf Herrn Braun's Angriffe in der Geographi-

schen Zeitschrift, 16. Jahrg., 1910. 4. 714 ff. einige bezügliche Zeilen zur Verfügung gestellt und möchte diese Zeilen auch in diesem Centralblatt zum Abdrucke bringen, nachdem hier (1911. p. 27) Herr Gagel die meines Erachtens falsche Behauptung der Unzuverlässigkeit der Olbricht'schen Beobachtungen durch Herrn Braun wiedergegeben und in seiner Polemik gegen Herrn Olbricht verwertet hat. Ich habe a. a. O. gesagt:

„Ich habe Gelegenheit gehabt, einige der von Herrn Dr. Olbricht aus der Lüneburger Heide veröffentlichten geologischen und morphologischen Beobachtungen nachzuprüfen und dabei Olbricht's Beobachtungen durchaus einwandfrei gefunden. Ein besonderes Interesse hatte ich an der Prüfung der Zuverlässigkeit von Olbricht's Beobachtungen über tiefgelegene Talterrassen, da Olbricht aus diesen Beobachtungen sehr bedeutungsvolle Schlüsse auf postglaziale Klimaschwankungen gezogen hat. Ich habe die erwähnten Terrassen eingehend auf der linken Ilmenauseite von Lüneburg bis zu der nach Gut Wilschenbruch führenden Brücke und in der Umgebung des Gutes Wilschenbruch und kursorisch von den genannten Gegenden bis etwas über die Südgrenze von Blatt Lüneburg hinauf geprüft. Die Mehrzahl der Terrassenstücke erkannte ich sofort als solche, auch ohne von Olbricht, der mich führte, darauf aufmerksam gemacht zu sein. Ich habe mich von der Existenz aller vier Terrassen in der ganzen begangenen Talstrecke vollkommen überzeugt. Von einer von Olbricht in 1 : 25 000 aufgenommenen, noch unpublizierten Karte der niederen Terrassen des Ilmenautales habe ich bei den erwähnten Begehungen den Eindruck größter Exaktheit gewonnen. Nach allem, was ich gesehen habe, kann ich Olbricht's Auffassung der Terrassen als Aufschüttungsterrassen nur beipflichten. Die für diese Auffassung besonders wichtigen deltaartigen Fortsetzungen der Terrassen in das Elbtal hinein habe ich leider zu prüfen noch nicht Gelegenheit gehabt."

Neue geologische Forschungen in Griechenland.

Von **Carl Renz** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

(Fortsetzung und Schluß.)

Die grauen, obertriadischen Gyroporellen- und Korallenkalke der Vardussia bilden den Kern einer sehr steil gestellten, etwas nach Westen übergeneigten Falte. Die Flügel der Antiklinen bestehen aus den jüngeren, mesozoischen Bildungen (u. a. Rudistenkalke), die auf der Ostseite regulär von Flysch überlagert werden, während auf der Westseite der Flysch durch Neigung der Axialebene in dieser Richtung überfaltet wird (im Liwadi von Musonitza).

In der spärlichen Korallenfauna der grauen Kalke des Vardussiagipfels (H. Ilias) treten besonders die Angehörigen der Gattung *Spongiomorpha* hervor.

Die charakteristische Fazies des Oberlias und Doggers der Ionischen Zone wurde in der Vardussiafalte dagegen nicht angetroffen, ebenso wurde auch kein Nummulitenkalk beobachtet und ich glaube nicht, daß ich diese bezeichnenden Ablagerungen trotz der Eile meiner Reise übersehen hätte.

Die Zentralzone stellt daher möglicherweise ein drittes Faziesgebiet dar.

Wie bereits erwähnt, halte ich die mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone vorerst noch im wesentlichen für autochthon. Oder man müßte gerade annehmen wollen, daß das ganze Mesozoikum mit dem eingefalteten Flysch hier nochmals auf einer Flyschunterlage aufliegen würde und käme so natürlich auch zu jenen Riesendecken, die weiter im Norden über die Adria hinweg bis zum Monte Gargano und Monte Conere reichen würden.

Einstweilen betrachte ich den Monte Gargano noch als Fortsetzung der autochthonen Ionischen Zone.

Autochthon sind auch die beiden Patras gegenüberliegenden Nummuliten-Rudistenkalkaufwölbungen der Klokowa und Varsowa, die gleichen Kalke nördlich von Mesolongi, bei Lepenu und bei Karvasaras.

Ich will damit keineswegs in Abrede stellen, daß auch in der Ionischen Zone da und dort Überschiebungen vorkommen.

So bildet das Hauptgebirge Korfus, das Pantokratormassiv, eine mächtige, nach Westen liegende Falte, an deren Westseite der Flysch eingefaltet und der Liegendschenkel stellenweise ausgequetscht ist.

Oberhalb Spartilla greift der den Kern der liegenden Falte bildende Hauptdolomit ein gutes Stück direkt über den Flysch hinüber.

Etwa vom Hochtal der Panagiakapelle (Striuilla) ab nach Norden zu sind aber dann die Schichtenlagen des Liegendschenkels meist vollständig erhalten.

Der Vorstoß müßte dabei im südlichen Teil der Falte stärker gewirkt haben, als im nördlichen.

Eine Kombination dieser Schiebungshypothese mit der in einer früheren Abhandlung (Carl Renz, Jahrb. der österr. geol. R.-A. 1910. 60. p. 440) vertretenen Auffassung, wonach zudem die Dolomit-Flyschgrenze mit einer Verwerfungslinie zusammenfällt und ein Absinken in Schollen (allerdings in etwas anderer Art) hinzukommt, dürfte zunächst noch die beste Erklärung abgeben. Es handelt sich aber hierbei um Schiebungen von mehr lokalem Charakter. Die auf Corfu beobachteten tektonischen Erscheinungen werden sich, z. T. wohl noch in größerem Maßstabe, auch sonst in der Ionischen Zone wiederholen.

Auf die immerhin mögliche Existenz einer größeren Bumistodecke in Westakarnanien habe ich bereits hingewiesen; ebenso dürften auch die Kalkmassen des Stavrotasmassivs, der Laïnaki-Kette etc. auf Leukas als Decke auf dem dortigen Flysch aufruhen. Die Untersuchung hierüber ist indessen noch nicht abgeschlossen.

Die mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone könnten nun das breite ätolische Flyschband mit der darauf schwimmenden Decke des Olonos-Pindossystems [1] unterteufen und auf der Ostseite dieses Flyschbandes in den Vardussiafalten wieder hervorkommen. Der mesozoische, im Vardussiakamm bis zur Obertrias bloßgelegte Kern dieser Falte, sowie die sich westlich von der Vardussia erhebende mesozoische Kette wären also wieder als autochthone Gebirge zu betrachten.

Weiter gegen Osten dürften dann diese auf der Ostseite des ätolischen Flyschbandes wieder hervortretenden und sich von der Ionischen Zone her fortsetzenden autochthonen Bildungen mit den sich im östlichen Hellas nach unten zu anschließenden tieferen triadischen und paläozoischen Ablagerungen in die Sedimenthüllen der ostgriechischen Zentralmassive übergehen.

Diese Hypothese würde natürlich nicht ausschließen, daß auch im Osten der Vardussia noch weitere Decken vorhanden sind; und zwar ist dies um so sicherer, als ich vorläufig annehme, daß die Wurzelregion der Olonos-Pindosdecken im Osten zu suchen ist. Die Decken dürften in diesem Fall vielleicht zum Teil sogar über die Zentralmassive hinweggegangen sein.

Und wer vermag heute schon zu sagen, ob auch die ostgriechischen Zentralmassive durchweg im Untergrunde wurzeln oder nicht, wie in den Alpen (Silvretta, Ötztaler Alpen etc.) ortsfremd und von weiterher geschoben worden sind.

Bevor ich hier mit Angaben hervortreten kann, müssen meine stratigraphischen und kartographischen Arbeiten im östlichen Griechenland weiter vorangeschritten sein und auch dann haben wir in den Gebirgsfragmenten der Aegäis noch ein schwieriger zu enträtselndes Gebiet vor uns, als in den immerhin zusammenhängenden Alpen.

---

[1] Auf die Frage, ob hier eine oder mehrere Decken vorliegen komme ich demnächst noch zurück. An der scheinbar wenig gestörten Westfront der Arabokephalon-Kutupa-Kette kehren die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten mehrfach übereinander wieder. Das ganze Olonos-Pindossystem (bezw. die Olonos-Pindosdecken) ist auf seiner langen Erstreckung vom Süden Messeniens bis hinauf zum Tsumerka und weiter durch einheitliche stratigraphische und tektonische Züge gekennzeichnet. Die Rudisten- und Nummulitenkalke gehören hier mit zur Überschiebungsscholle (z. B. die Rudistenkalke des Chalades, des Tsumerka- und des Olonosgipfels und die Nummulitenkalke unterhalb vom Olonos bei Alepochori usw.)

Eine andere Möglichkeit, daß nämlich die gleichfalls noch nicht hinreichend studierte Zentralzone ein weiteres Faziesgebiet darstellen könnte, habe ich schon oben angedeutet.

Wie bekannt, umschlingen die Falten der Ionischen und der östlicheren Gebirgszonen die ostgriechischen Zentralmassive in weitem Bogen.

Das Olonos-Pindossystem (d. h. die mit ihrer Flyschunterlage zusammengefalteten mesozoischen Decken) setzt sich nach Cayeux auf Kreta fort und biegt im kretischen Inselbogen nach Osten um.

Der Schub einer Decke kommt nun nach den bis jetzt gesammelten Erfahrungen — von einer Gesetzmäßigkeit läßt sich hier wohl kaum schon reden — aus dem Innern eines solchen Gebirgsbogens (vergl. die Alpen), in unserem Fall also aus dem Osten. Hierfür sprechen auch die nach Westen liegenden Falten.

Schon aus dieser kurzen Betrachtung geht hervor, um wie schwierige Probleme es sich hierbei handelt, Probleme, an die ich jetzt erst herantreten kann, nachdem ich die stratigraphischen Verhältnisse des griechischen Mesozoikums und Paläozoikums nunmehr wenigstens in den Hauptzügen geklärt habe. Denn ohne Stratigraphie keine Tektonik!

Erschwert werden derartige Hypothesen — denn um solche handelt es sich vorerst nur — durch die zahlreichen Unterbrechungen des Zusammenhangs zwischen den einzelnen Gebirgsgliedern, Unterbrechungen, die teils durch die die hellenische Halbinsel umgebenden Meere, teils durch die mit neogenen, quartären und rezenten Ablagerungen erfüllten Einbrüche und Becken bedingt werden.

Durch einen derartigen, mit jugendlichen Bildungen erfüllten Graben werden z. B. auch die mesozoischen Gebirge des Xeromeros vollständig von dem östlicheren Gebirgsabschnitt losgelöst.

Gerade im Osten und Westen wird nun die schmale und durch tief eingreifende Meeresgolfe reich gegliederte südosteuropäische Halbinsel durch das Meer begrenzt; die Entscheidung, wohin die Wurzelregion der Olonos-Pindosdecken oder des Olonos-Pindossystems zu verlegen ist, ob nach Osten oder Westen, wird naturgemäß schon aus diesem Grund außerordentlich schwer zu treffen sein.

Was die Zeit der tektonischen Vorgänge, d. h. der Falten- und Deckenbildung anlangt, so ist zunächst zu bemerken, daß in Griechenland Flysch und Neogen durch eine scharf ausgeprägte Diskordanz getrennt werden. Nach den letzten wohl schon in die Oligocänzeit fallenden Absätzen des Flysches trat eine Periode starker Faltung ein, in welcher die wichtigsten Aufwölbungen, die meist nach Westen liegenden Falten und Decken entstanden.

Zur Miocänzeit erfolgten wieder marine Niederschläge.

Die griechischen Falten und Decken entstanden also in der Pause zwischen den Absätzen des Flysches und den ältesten Bildungen des griechischen Miocäns.

Es sei hierzu erwähnt, daß man die Entstehung der alpinen Decken heute ins Miocän verlegt.

Zu Ende des hellenischen Pliocäns fand abermals eine Faltung statt, bei der auch die Decken mit ihrer Flyschunterlage zusammengefaltet wurden.

Die levantinischen Melanopsidenmergel Akarnaniens sind jedenfalls noch von der Faltung betroffen, ebenso wie die Pliocänbildungen der Insel Corfu.

In Attika und auf den Kykladen ist das Neogen dagegen nur schwach aufgewölbt; im Eurotastal, im zentralen Peloponnes, liegt es vollkommen flach.

Schließlich zeichnete dann die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode mit scharfem Griffel die Grundzüge und das Relief der heutigen Gebirgs- und Landschaftsformen, womit jedoch nicht gesagt sein soll, daß nicht auch schon früher die Bruchbildung bereits begonnen hat.

Im Peloponnes wird die Tektonik noch durch weitere Komplikationen erschwert, besonders auch dadurch, daß im zentralen Peloponnes die stratigraphischen Verhältnisse noch nicht hinreichend geklärt sind.

Unklar war hier vor allem die stratigraphische Stellung des „Tripolitzakalkes“.

Der Tripolitzakalk ist nach Philippson eine schwarze, an der Basis helle und dolomitische einheitliche Kalkmasse, die diskordant der kristallinen Gruppe auflagert.

In der oberen dunklen Partie dieser Kalke fand Philippson Nummuliten und Rudisten und hielt daher die ganze Kalkmasse für eocän-kretazisch.

Nach meinen jüngsten Untersuchungen ist nun die untere helle und dolomitische Partie der Philippson'schen Tripolitzakalke, die die metamorphischen und teilweise auch normalen Schiefergesteine des zentralen Peloponnes überdeckt, der Trias zuzuweisen.

An mehreren Punkten, beispielsweise bei Alepochori[1] oder südlich Chan Bakuri fand ich weiße und graue Gyroporellenkalke, die den Gyroporellen führenden Dachsteinkalken der Ionischen Zone habituell äußerst ähnlich sind, während die Dolomite demzufolge dem Ionischen Hauptdolomit entsprechen dürften.

Auch im Taygetos ist dieselbe Kalk- und Dolomitfazies sehr verbreitet.

Die in der Ionischen Zone und in der Argolis über diesen Kalkmassen lagernden fossilreichen Oberliasbildungen habe ich da-

[1] Die Gyroporellen führenden weißen Triaskalke von Alepochori (Route Tripolitza—Sparta) werden im Osten von Flysch mit grauen Nummulitenkalklinsen begrenzt.

gegen im zentralen Peloponnes[1] nicht gefunden, ebensowenig wie im zentralen Mittelgriechenland. Dagegen wurden im Taygetos Hornsteine mit fraglichen Posidonienresten ermittelt, die eventuell den analogen Bildungen der Ionischen Zone gleichzustellen sind.

Die schlechte Erhaltung nötigt natürlich zu einer reservierten Auffassung und weitere Funde bleiben abzuwarten.

Sicher ist jedoch der Nachweis der Trias im zentralen Peloponnes und das ist ein sehr wesentlicher Fortschritt, zumal wenn man die Art ihres Auftretens im Zusammenhang mit den Ausführungen des voranstehenden Textes betrachtet.

Im Osten Griechenlands wurden meine schon vor einigen Jahren begonnenen Untersuchungen in Attika weitergeführt, wo ich als Erster fossilführendes Carbon und Trias festgestellt habe.

Obercarbonische Ablagerungen wurden bei der Kapelle Hagia Triada, am Südhang des Beletsiberges beobachtet und erstrecken sich von hier sowohl gegen Hagios Merkurios und weiter, wie zum Ostabhang des Beletsi.

Obercarbonische Ablagerungen umgeben weiter den Gipfelkamm des Parnes und treten als Band unter den Diploporenkalken des Gipfels hervor. Ebenso ist auch an den aus den gleichen Kalken bestehenden Hängen des Parnes an mehreren Punkten das tiefer liegende Obercarbon entblößt, so oberhalb Tatoi und Warybopi.

Inzwischen habe ich noch weitere Aufschlüsse des Obercarbons gefunden, nämlich:

1. in der Schieferzone des Klosters Hagia Triada (Parnes),
2. bei Keramidi (Hagios Georgios),
3. bei der Kapelle Zoodochos Pigi (nordwestlich von Menidi),
4. in der Umgebung von Kapandriti und Mazi.

Überall besteht das Obercarbon aus schwarzen bis graugrünen Schiefern und Grauwacken mit Einlagerungen von schwarzen Kalken.

Diese schwarzen Kalke enthalten Crinoidenstielglieder und Korallen, die vorzugsweise den Genera *Cyatophyllum*, *Lonsdaleia* und *Chaetetes* angehören, sowie Foraminiferen.

Die Foraminiferenfauna besteht aus verschiedenen Spezies von *Fusulina*, *Schwagerina* (u. a. *Schwagerina princeps* Ehr.) und *Fusulinella*.

Von Cephalopoden ist ein neuer *Paralegoceras*, nämlich *Paralegoceras (Pericleites) atticum* Renz von Hagia Triada am Beletsi bekannt, ferner ein unbestimmbarer fraglicher *Glyphioceras* von

[1] Die gleichen, der Ionischen Entwicklung entsprechenden Oberliasbildungen stellte ich dagegen wieder in der Argolis fest. Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1909. **61**. p. 202.

Gurisi[1]. Bemerkenswert sind noch die schwarzen *Chaetetes*-Kalklinsen an letzterer Lokalität.

Die schwarzen Fusulinen- und Schwagerinenkalke finden sich an den neuen Fundorten bei Gurisi, im Nordwesten von Kapandriti und im WSW von Hagios Athanasios, an der Bahnlinie zwischen Station Kiurka und dem Paßeinschnitt, in der Schieferzone beim Kloster Hagia Triada (Parnes), im Westen des Klosters an der Route Menidi—Kantalidi, in der Mulde von Keramidi, an mehreren Punkten zwischen der Quelle Keramidi und der Kapelle Zoodochos Pigi, sowie im Westen bis WNW von letzterer Kapelle.

Die obercarbonischen Ablagerungen von Keramidi setzen sich auch noch nach Westen fort, denn oberhalb Panagia (Route Chassia — Phile) habe ich gleichfalls schwarze Kalkstücke mit Fusulinen beobachtet.

Die Schiefer und Grauwacken mit ihren Fusulinen- und Schwagerinen-Kalklinsen bilden das Liegende einer mächtigen, sich diskordant darüber spannenden Kalkdecke, die an ihrer Basis dolomitisch wird und sich durch Führung von Diploporen als mitteltriadisch erwies. Am Südabhang des Beletsi habe ich dazwischen fossilführende Untertrias festgestellt.

An zahlreichen Aufschlüssen dürfte jedoch die Untertrias nicht mehr in der Fazies des Beletsi entwickelt sein. An der Basis der das Carbon bezw. die Unterdyas eindeckenden Kalkmasse wurden öfters rotgefärbte, plattige Kalke beobachtet, die möglicherweise ein Äquivalent hierfür bilden.

Die Dyas, die ich auf Hydra in Form der schwarzen Lyttonienkalke von Episkopi nachgewiesen habe, dürfte in Attika vermutlich nur mit ihren tiefsten Partien vorkommen, indem nämlich die Fusulinellenkalklinsen schon über der Carbon-Dyasgrenze liegen.

Derartige schwarze Fusulinellenkalke habe ich am Malagrawes bei Gurisi, sowie im Schieferzug des Klosters Hagia Triada (Parnes), vornehmlich etwas westlich von H. Triada beobachtet.

Bei Gurisi (im obersten Teil des zwischen Mazi und Kapandriti hindurchziehenden Tales) finden sich in etwas tieferem Niveau, wie schon angegeben, auch Fusulinenkalklinsen, etwas weiter oben liegen dann auf der Höhe des Malagrawes die Fusulinellenkalke. Die Lagerung würde also hier einem unterdyadischen Alter der Fusulinellenkalke nicht widersprechen.

Schon früher hatte ich gleiche Fusulinellenkalke mit den kleinen, kugeligen, zu den Fusuliniden gehörigen Foraminiferen zwischen Hagios Taxiarchis und Paß Klimaki auf Hydra angetroffen (vergl. Jahrb. österr. geol. Reichsanst. 60. p. 476 und 484).

[1] Das Stück stammt aus den schwarzen Fusulinellenkalken des Malagrawes, ist also wohl schon dyadisch (vergl. unten).

Inzwischen sind meine hydriotischen Stücke als Fusulinellen erkannt worden (nach einer freundlichen Bestimmung von Herrn Dr. Dyhrenfurth).

Genau die gleichen Fusulinellen, wie von Hydra und jetzt von Attika, sind sonst noch aus der Dyas von Japan bekannt. Die Frage, ob man freilich den Fusulinellen auch für eine minutiösere Gliederung den Wert von Leit- bezw. Zonenfossilien beimessen darf, muß vorerst noch in Schwebe bleiben.

Auf Hydra war die Dyas durch meinen Nachweis der Lyttonienkalke schon seit längerer Zeit bekannt gewesen.

Die Schiefer, Grauwacken, Schwagerinen-, Fusulinen- und Fusulinellenkalke sind in dem Obercarbonzuge[1] beim Kloster Hagia Triada (Parnes) noch gänzlich normal entwickelt. Etwas weiter südlich hiervon treten sie kurz vor der Paßhöhe (am Wege vom Kloster Hagia Triada zu den Schwesterkapellen H. Nikolaos-Prophit Ilias und Menidi) wieder unter dem Deckkalke hervor und tragen hier schon ein wesentlich kristallineres Gepräge. Auch der schwarze Kalk wird hier schon recht kristallin. An manchen Stellen ist er von stark zerdrückten Fusulinen erfüllt. An dieser Stelle nehmen die schwarzen Kalke ebenso, wie abwärts des Passes gegen Menidi zu, wo sie nochmals unter dem Kalk hervorbrechen, eine plattige Struktur an. Auch bei Keramidi kommen derartige plattige, schwarze Kalke vor, die spärlich verteilte Individuen von *Fusulina* und *Schwagerina* einschließen.

Die Fusulinenkalke und die sie umgebenden Schiefergesteine Attikas werden daher, wie es sich an dem Aufschluß südlich vom Kloster Hagia Triada (Parnes) zeigt, z. T. schon ziemlich kristallin.

Die Hauptmasse der attischen Obercarbongesteine ist jedoch durchaus normal entwickelt.

Die Athener-Schiefer stehen indessen den metamorphen Bildungen schon wieder etwas näher und ich habe sie für paläozoisch gehalten. Anderseits werden aber aus den Kalken der überlagernden Decke bei Athen Rudisten angegeben. Bei den Kalklappen der Akropolis etc. handelt es sich daher vielleicht um Reste einer durch seitlichen Schub herbeigeschafften Überkleidungsdecke.

Zum Schlusse möchte ich noch eine kleine paläontologische Frage besprechen.

Im Jahre 1906 hatte ich im Tal des Asklepieions und bei Hagios Andreas in der Argolis eine reiche triadische Ammonitenfauna aufgefunden. Diese Fauna ist im 1. Teil meiner Monographie der mesozoischen Faunen Griechenlands in der Palaeontographica. 58. p. 1—104 beschrieben.

Inzwischen habe ich noch einige weitere Stücke von diesen Fundorten erhalten, deren paläontologische Beschreibung demnächst

[1] Die Fusulinellenkalke sind, wie gesagt, wohl bereits unterdyadisch.

als Nachtrag der eben zitierten Abhandlung erscheinen wird. Darunter befindet sich unter anderem auch ein kleines Bruchstück der als *Asklepioceras Helenae* Renz beschriebenen Art[1], das das kleinere, in meiner Abhandlung auf Taf. 4 Fig. 5 dargestellte und in nebenstehender Textfig. 2 nochmals reproduzierte Exemplar etwa gerade fortsetzen dürfte. Bei einem Vergleich mit dem größeren auf Taf. 4 Fig. 4, 4 a—c in Band 58 der Palaeontographica abgebildeten und auch hier nochmals in Textfig. 1 wiedergegebenen, als Typus zu betrachtenden Exemplar des *A. Helenae* Renz ergeben sich nun doch einige konstante Unterschiede.

Es zeigt sich hierbei, daß die die einzelnen Segmente ausschneidenden Rinnen bei dem kleineren Exemplar (Textfig. 2) auch in der weiteren Fortsetzung des äußersten Umganges viel weniger



Textfig. 1. *Asklepioceras Helenae* Renz aus den unterkarnischen Kalken von Hagios Andreas in der Argolis. Kopie nach Carl Renz in der Palaeontographica. 58. Taf. IV Fig. 4 a.



Textfig. 2. *Asklepioceras Helenae* Renz var. *argolica* Renz aus den unterkarnischen Kalken von Hagios Andreas in der Argolis. Kopie nach Carl Renz in der Palaeontographica. 58. Taf. IV Fig. 5.

scharf nach vorwärts geschwungen sind, als bei dem Typus (Textfig. 1). Die Rinnen sind auch beim Original zur Textfig. 2 etwas mehr ausgefurcht, als bei jenem der Textfig. 1 und halten auch einen etwas weiteren Abstand voneinander. Auf den beiden innersten Segmenten des kleineren Originals läßt sich noch eine Andeutung der in die Länge gezogenen Knoten wahrnehmen.

Infolgedessen zweige ich das kleinere Stück (Textfig. 2) von der Hauptform des *A. Helenae* Renz (Textfig. 1) als neue Varietät *A. Helenae* Renz nov. var. *argolica* ab.

Gleichzeitig ergreife ich hier noch die Gelegenheit zu einer ergänzenden Bemerkung zu meiner stratigraphischen Hauptarbeit im Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1910. 60. H. 3. Bei der Drucklegung dieses Werkes ist es infolge eines Versehens leider unterblieben, Herrn Dr. E. Kittl (Wien) für seine freundliche

[1] Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica. 58. p. 72. Taf. IV Fig. 4, 4 a—c, 5.

Unterstützung in paläontologischer Hinsicht (anläßlich der Bestimmung einiger Daonellen aus Dalmatien, sowie eines zugehörigen Vergleichsstückes von Prostowitza) den nochmaligen Dank des Verfassers auszusprechen, wie es bereits in meiner vorläufigen Mitteilung in dies. Centralbl. 1904. p. 259 geschehen war. Ich hole das Versäumnis hiermit nach.

Breslau, 9. Februar 1911.

Ueber das Vorkommen von Orthophragmina auf den Bonin-Inseln.

Von **H. Yabe**.

Die Entwicklung des Eocäns auf den Bonin-Inseln (Ogasawara-jima) wurde erst vor etwa zehn Jahren von Wakimizu durch Funde von Nummuliten ermittelt, was Tokunaga veranlaßte, dort geologische Untersuchungen vorzunehmen; er veröffentlichte die interessanten Resultate derselben im „Geological Magazine“ London, 1902. Seitdem ist jene Inselgruppe wiederholt von unseren Geologen besucht worden, und die Kenntnis der fossilführenden Schichten hat sich allmählich erweitert. Trotzdem sind wir aber leider noch nicht imstande, das Eocän sowie das darauf liegende Miocän im Detail stratigraphisch gliedern zu können.

Der Kalktuff der Hillsborough-Insel (Haha-jima) mit *Nummulites baguelensis* Verbeek enthält außer diesen auch andere zahlreiche Foraminiferen, darunter wenigstens drei Arten von *Alveolina* und eine *Orthophragmina*. Die letztere, welche zuerst von Yamazaki gefunden und mir zur Verfügung gestellt wurde, ist bis jetzt nur von dem Fundorte bei „Nishi-ura“ bekannt geworden; sicher sind sie daselbst nicht selten, da Oinoue bei einem kurzen Besuche des Fundortes ebenfalls einige Stücke sammeln konnte. Das Material hat er in liebenswürdiger Weise mir überlassen.

Jene Exemplare von *Orthophragmina* sind wegen ihrer beträchtlichen Größe und Sternform besonders auffallend. Obwohl keines der mir vorliegenden Exemplare vollständig erhalten ist, zeigen manche Bruchstücke, daß diese Art einen Durchmesser von mindestens 15 mm leicht erreichen konnte. Der Umriß ist mehr oder weniger polygonal; die Dicke ist gering; das Gehäuse erscheint aber dicker wegen einer rundlichen Auftreibung im Zentrum und der davon strahlenden kräftigen Radialrippen. Der zentrale Teil, welcher ungefähr ein Viertel des ganzen Durchmessers mißt, ist von dem umgebenden flachen Teil deutlich abgegrenzt; jener ist widerstandsfähiger gegen Verwitterung und mechanische Zerstörung als dieser, löst sich dann leicht von ihr ab und ist beinahe kugelförmig an Gestalt. Die Radialrippen sind dachförmig, oben gerundet und unten verbreitert; zwischen ihnen sind gegen außen

außerdem noch einige kürzere, aber sonst ganz gleiche Rippen eingeschaltet; sowie die Haupt- wie die Schalterrippen springen zuweilen am Rande vor. Die Zahl der Rippen unterliegt einigen Schwankungen: immerhin scheinen aber zwölf für ein großes Exemplar die Regel zu sein. Die Oberfläche des Gehäuses ist sonst ganz glatt.

Die innere Struktur des Gehäuses deutet auf *Orthophragmina*: der Medianschnitt zeigt die zahlreichen konzentrischen Reihen von quadratischen Kämmerchen, deren Längen- und Breitenverhältnisse sehr variabel sind; meist sind sie an der Peripherie radial verlängert, besonders aber jene Zellen, welchen die Radialrippen aufsitzen. Die Zentralkämmerchen sind verhältnismäßig klein. Schliffe in tangentialer und axialer Richtung lassen erkennen, daß die Seitenkämmerchen sehr klein und niedrig sind und daß Vertikalpfeilchen fehlen; ihr scheinbares Vorkommen im Axialschnitt ergibt sich nur durch die sehr regelmäßige Aufeinanderfolge der Seitenkämmerchen.

Das Auftreten dieser sternförmigen Art von *Orthophragmina* in den Nummulitenschichten von Ogasawara-jima ist deshalb interessant, weil sie den ersten Nachweis von *Orthophragmina* in Japan darstellt.

Außerdem sind aber überhaupt nur wenige Arten von *Orthophragmina* mit Radialrippen aus dem indopazifischen Gebiete bekannt geworden. Früher wurden zwar wiederholt aus verschiedenen Gegenden solche Orthophragminen angegeben, die sich aber später meistens als *Lepidocyclina* herausstellten: z. B. gehört die 1880 von K. Martin als *Orbitoides (Orthophragmina) radiata* aus Java zitierte Form nach Schlumberger zu *Lepidocyclina*. Vaughan Jenning hat ferner einen Orbitoiden aus Batagadung, Nord-Borneo, als *Orbitoides (Orthophragmina) stellata* angeführt; diese Bestimmung ist nachher von B. Newton und R. Holland bezweifelt worden und jene Art von Schlumberger als verwandt mit seiner *Lepidocyclina Martini* bestimmt worden. Über jene Art, welche von W. Howchin von Muddy Creek, Victoria als *Orbitoides (Orthophragmina) stellata* beschrieben wurde, fehlt mir genauere Kenntnis.

Jedenfalls datiert unsere Kenntnis von echten Orthophragminen mit Radialrippen im indopazifischen Gebiete erst aus den letzten Jahren. 1905 hat Deprat zwei zweifellose *Orthophragmina*-Arten mit Radialrippen, *O. stella* und *O. pentagonalis*, aus dem Eocän von Neucaledonien beschrieben, welche mit *Nummulites baguelensis* beisammen gefunden worden sind; dann folgt ein anderer Fund, den 1906 R. Douvillé aus den Eocänschichten (Lutetien) von Madagaskar beschrieben hat. Diese *Orbitoides Coleanapi* benannte Art steht unserer Form außerordentlich nahe; ja es ist sogar wahrscheinlich, daß beide ident sind. Da mir aber die innere Struktur von *O. Coleanapi* unbekannt ist, wage ich noch keine Identifikation.

In bezug auf die geographische Verbreitung ist hervorzuheben, daß Haha-jima der nördlichste unter den bisher bekannt gewordenen Fundorten der Orthophragminen im indopacifischen Gebiete ist, während *Lepidocyclina* bis zur Mitte der Hauptinsel Japans, und *Orbitolina* noch weit nördlich bis Hokkaido verbreitet ist. Dagegen ist *Orbitoides* s. s. allein, trotz der reichen Entwicklung der Oberkreide in Japan, noch nicht gefunden worden.

Eine Abbildung der oben beschriebenen *Orthophragmina*-Form behalte ich mir für meine später erscheinende Arbeit vor, in welcher auch sämtliche *Lepidocyclina*-Arten beschrieben werden sollen.

Ueber eine arktische Säugetierfauna im Pleistocän Ungarns.

Von Dr. **Th. Kormos** (Budapest).

Seit Dr. Roth's Ausgrabungen (1879—80) in den Höhlen von Novi und Ó-Ruzsin in Oberungarn, welche seinerzeit von seiten des hochverdienten Prof. Nehring nach Gebühr gewürdigt wurden[1], hat in Ungarn niemand Spuren der — während der Glazialzeit — hier hausenden borealen Vertebraten-Mikrofauna angetroffen.

Meinem Freunde und Kollegen Herrn Dr. O. Kadić, dessen Name durch seine jahrelangen Forschungen in der Szeleta-Höhle wohl bekannt sein mag, gelang es vor kurzer Zeit unweit der erwähnten Höhle im Bükk-Gebirge in Gesellschaft von paläolithischen Artefakten eine sehr interessante „Nagetierschicht" zu entdecken. Die, aus dieser Schicht stammende, für die pleistocänen zoogeographischen Verhältnisse Mitteleuropas hochwichtige Fauna ist unter meiner Bearbeitung und wird den ausländischen Fachgenossen im „Földtani Közlöny" demnächst zugänglich sein.

Während der Bearbeitung dieses Fundes erhielt ich durch meinen Freund Herrn E. v. Maros, kgl. Reichsgeologe, eine Anzahl Knochenreste kleiner Tiere, welche er im Jahre 1904 bei Köszeg im Komitate Vas gesammelt hat. Die Knochen fanden sich in einem westlich von der Stadt Köszeg gelegenen Steinbruche in den Spalten des dort anstehenden und teilweise sehr verwitterten Phyllits.

Unter den Knochenresten erkannte ich einige sehr charakteristische wohlerhaltene Unterkiefer des Halsbandlemmings (*Dicrostonix torquatus* foss. Nhrg.), welcher laut Nehring „als das am

[1] Dr. A. Nehring: Ein Höhlenfund in der Hohen Tátra. Globus. 1880. 37. No. 20 und Dr. A. Nehring: Dr. Roth's Ausgrabungen in oberungarischen Höhlen. Zeitschr. f. Ethnol. Berlin 1881. p. 96—109.

meisten charakteristische Landsäugetier der waldlosen arktischen Gebiete bezeichnet werden darf" [1].

In der Fauna von Köszeg habe ich vorläufig folgende Knochenreste feststellen können:

1. *Sorex araneus* L. (= *vulgaris* L.), 1 Unterkieferhälfte;
2. *Crocidura leucodon* HERM., 1 Schädel, 2 Unterkieferhälften;
3. *Talpa europaea* L., 1 Humerus, 1 Unterkieferhälfte;
4. *Putorius ermineus* L., 1 Schädelbruchstück, mehrere Beckenhälften;
5. *Cricetus frumentarius* L., 2 Schädelbruchstücke, 2 Humeri, 1 Tibia, 1 Ulna, 1 Femur;

*6. *Dicrostonyx torquatus foss.* NHRG., 7 Unterkieferhälften, 1 Oberkiefer (Schädelbruchstück) [2];

7. *Arvicola terrestris* L., 1 Unterkieferhälfte, mehrere Femora und Humeri;

*8. *Microtus ratticeps* KEYS. et BLAS., 2 Unterkieferhälften;

*9. „ *agrestis* L., 4 Unterkieferhälften;

10. *Evotomys glareolus foss.* NHRG., 1 Unterkieferhälfte;
11. *Mus silvaticus* L., 1 Unterkieferhälfte;
12. *Myoxus glis* L., 20 Unterkieferhälften und zahlreiche Extremitätenknochen;
13. *Ochotona* sp. (?*hyperboreus* PALL.), 3 obere Backenzähne, 1 Calcaneus;
14. *Rana* sp., 1 Beckenknochen;
15. *Bufo* sp., 1 Beckenknochen;
16. Schlangenwirbel und 1 Unterkieferhälfte.

Das größte Interesse der obigen Fauna besteht darin, daß wir es hier mit dem — wenigstens für Ungarn — südlichsten Vorkommen einer circumpolaren, echt arktischen Säugetierart zu tun haben, welche während der Glazialzeit aus ihrer Heimat weit nach Süden wanderte. Wenn auch die bei Köszeg gefundenen Lemmingreste — wie es bei solchen Funden meist der Fall ist — aus den Gewöllen von Raubvögeln stammen, was im übrigen noch nicht festgestellt ist, können dieselben nicht von weit her sein. NEHRING behauptet [3], daß ein Verschleppen von Lemmingresten durch Raubvögel im allgemeinen nur für kürzere Entfernungen in Betracht kommen kann. Diese Annahme wurde auch von seiten anderer Forscher bestätigt und somit darf ich mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß während der Glazialzeit

[1] A. NEHRING: Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit etc. Berlin 1890. p. 22.

[2] Die Revision der Bestimmungen bei den mit * bezeichneten Arten verdanke ich Herrn Prof. v. MÉHELY in Budapest.

[3] Tundren und Steppen. p. 151.

der — zwischen den Breitegraden 47—48 westlich und südlich der Donau (zwischen Donau und Drau) gelegene — Teil Ungarns noch von arktischen Tieren besucht wurde. Zu welchem Abschnitte der Pleistocänperiode dieser Fund gehört, wissen wir noch nicht. Interessant zu wissen ist es aber jedenfalls, daß in dem württembergischen Pleistocän nordische Säugetiere bereits zwischen den „La Quina" und der „Früh-Aurignacien" Kulturstufen vorhanden sind, wie das durch die sehr wichtigen neuesten Untersuchungen des Herrn Prof. v. Koken [1] und Herrn Dr. Rob. Rud. Schmidt festgestellt wurde [2].

Kaum weniger interessant ist das fossile Vorkommen von *Microtus ratticeps* Keys. et Blas. und *M. agrestis* L., zweier Arten, welche heute noch in das Tundrengebiet eingreifen [3]. Dem — um die Zoologie Ungarns hochverdienten — Herrn Prof. v. Méhely gelang es im Jahre 1908, diese zwei Spezies als auch heute noch lebende Tundenrelikte aus Ungarn nachzuweisen, und zwar kam die erstere Art *(M. ratticeps)* aus der Umgebung von Csallóköz-Somorja (Kom. Pozsony), letztere *(M. agrestis)* aber von Oravica (Kom. Árva) in Oberungarn in seine Hände [4]. Die mir von Köszeg vorliegenden 4 Unterkieferhälften der letzteren Art sind der Bezahnung nach nicht ganz typisch; der Vergleich mit den — von Nehring bestimmten und mir zur Verfügung stehenden — Exemplaren der Roth'schen Sammlung, welche aus den Höhlen von Ó-Ruzsin und Novi stammen, veranlaßt mich jedoch, diese Reste dem *M. agrestis* L. zuzuschreiben. Dem Anscheine nach sind die Variationen bei der Bildung der Schmelzleisten auf den Zähnen der Arvicoliden z. T. sehr mannigfaltig; die genauere Untersuchung derselben muß aber einer speziellen Arbeit vorbehalten werden, ehe man die einzelnen Arten — besonders *M. agrestis* und *M. ratticeps* — scharf abgrenzen könnte.

Das Vorkommen bei Köszeg ist jedenfalls ein Beweis dafür, wie sehr Prof. v. Méhely recht hatte, als er diese Wühlmäuse als Relikte der einst hier hausenden Tundernfauna bezeichnete.

Der Erhaltungszustand ist bei den Fossilresten von Köszeg staunenswert. Wenn man z. B. einen Unterkiefer eines rezenten Halsbandlemmings mit denen von Köszeg vergleicht, wird man die fossilen schwer oder kaum von dem rezenten unterscheiden können. Die Ursache dafür besteht im Gesteinsmaterial. Die mit Lehm

---

[1] Koken, Diluvialstudien. N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. II. 57—90.

[2] R. R. Schmidt, Der Sirgenstein und die diluvialen Kulturstätten Württembergs. Stuttgart 1910. p. 1—46.

[3] Nehring, Tundren und Steppen. p. 33.

[4] L. v. Méhely, Zwei für Ungarn neue Wühlmäuse (mit 14 Textfiguren). Állattani Közlemények. 7. 1. Heft. Budapest 1908.

vermischten Glimmerplättchen des verwitterten Phyllits liefern das denkbar idealste Konservierungsmaterial für die kleinen Knochen, welche in diesem von der Verwesung verschont bleiben konnten.

Budapest, Februar 1911.

Miscellanea.

Hundertjahrfeier der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz.

Die Gesellschaft feiert in diesem Jahre ihr hundertjähriges Bestehen, an dem voraussichtlich zahlreiche naturwissenschaftliche Vereine und Vertreter der Naturwissenschaft an Universitäten und anderen Instituten teilnehmen werden. Die Feier ist auf den 9. und 10. Oktober festgelegt worden. Am Sonntag den 8. Oktober findet ein Begrüßungsabend und am 9. die Feier selbst statt, woran sich am 10. Oktober ein Ausflug in die benachbarten Berge anschließt.

Besprechungen.

P. Groth: Chemische Kristallographie. Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann. 4 Teile in 4 Bänden. 1. Teil. 1906. 626 p. mit 389 Textfiguren. 2. Teil. 1908. 914 p. mit 522 Textfiguren. 3. Teil. 1910. 804 p. mit 648 Textfiguren.

Wir haben es hier mit einem Fundamentalwerk ersten Ranges zu tun, in dem unser ganzer dermaliger Besitz an kristallographischer Kenntnis der natürlichen und künstlich dargestellten chemischen Elemente und Verbindungen in nuce vollständig dargestellt ist, und das für jeden, der sich mit derartigen Studien befaßt, ein unentbehrliches Hilfsmittel darstellt. Es hat seinen Vorgänger in C. Rammelsberg's Handbuch der kristallographischen Chemie, das im Jahre 1855 erschienen ist. Vergleicht man diesen schwachen Band von 410 Seiten nebst einigen Tabellen mit den drei stattlichen Bänden des Verf., die bisher erschienen sind und denen noch ein vierter folgen soll, so erkennt man den gewaltigen Fortschritt, den die Wissenschaft seit dem letztgenannten Jahre gemacht hat. Dieser Fortschritt hat die physikalische Kristallographie zu einem gewissen Abschluß geführt. Er ist zum nicht geringen Teil dem Verf. selbst und seinen Schülern zu verdanken, der vom Beginn seiner wissenschaftlichen Tätigkeit an zu dem

jetzt fast vollendeten Werk Material zusammengetragen hat, das ihn schon früh zur Entdeckung der Morphotropie führte, das sich später in der Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie in Originalaufsätzen und Referaten ansammelte und das jetzt in zweckmäßiger Anordnung den Fachgenossen vorliegt, so daß nunmehr die schier unendliche Menge einzelner Tatsachen bequem übersehen werden kann. Ein sehr ausführliches Register und Inhaltsverzeichnis erleichtert den Überblick sehr. Für jeden einzelnen chemischen Körper sind die kristallographischen Konstanten nebst einer Tabelle der wichtigsten Winkel angegeben, dazu in Kürze die charakteristischen physikalischen Eigenschaften (Dichte, optische Konstanten, Ätzfiguren etc.) und bei manchen künstlich dargestellten Substanzen auch die Art und Weise der Gewinnung. Die Anordnung des Stoffes ist die folgende.

1. Band: Elemente, anorganische Verbindungen ohne Salzcharakter, einfache und komplexe Halogenide, Cyanide und Azide der Metalle, nebst den zugehörigen Alkylverbindungen.

2. Band: Die anorganischen Oxo- und Sulfosalze.

3. Band. Aliphatische und hydroaromatische Kohlenstoffverbindungen.

Der vierte Band wird den Rest der organischen Verbindungen enthalten.

In einem kurzen Vorwort hat der Verf. die seiner Arbeit zugrunde liegenden leitenden Gedanken dargelegt. Eingehender ist dies geschehen in seiner „Einleitung in die chemische Kristallographie", die in demselben Verlag 1904 erschienen und über die schon früher im N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. II. -774- Bericht erstattet ist. Bemerkt sei noch, daß die äußere Ausstattung schön und gediegen ist. **Max Bauer**.

Personalia.

Ernannt: Zum Nachfolger von Prof. Wähner an der deutschen Technischen Hochschule in Prag ist der a. o. Professor der Geologie an der Universität Wien, Dr. **Franz Eduard Suess** (ein Sohn von Eduard Suess) ernannt worden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

10. Ueber eine neue Methode, den wahren optischen Achsenwinkel im Dünnschliff zu bestimmen.

Von **J. Uhlig** in Bonn.

Bekanntlich kann man aus den 3 Hauptbrechungsexponenten eines optisch zweiachsigen Kristalls den wahren Achsenwinkel $2\,V_c$ um die Richtung kleinster Ätherelastizität berechnen nach der Formel[1]:

$$\cos V_c = \frac{\alpha}{\beta}\sqrt{\frac{\gamma^2 - \beta^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}.$$

Diese läßt sich auch schreiben:

$$\cos V_c = \frac{\alpha}{\beta}\sqrt{\frac{\gamma + \beta}{\gamma + \alpha}}\;\sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}}.$$

Hierin ist der Ausdruck $\frac{\alpha}{\beta}\sqrt{\frac{\gamma + \beta}{\gamma + \alpha}}$ nahe gleich 1, $\frac{\alpha}{\beta}$ ist etwas kleiner, $\sqrt{\frac{\gamma + \beta}{\gamma + \alpha}}$ etwas größer als 1, und die Annäherung an 1 ist um so stärker, je geringer der Unterschied von α und β ist. Es besteht demnach die Näherungsformel:

$$\cos V_c = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}}. \qquad \text{I.}$$

In analoger Weise läßt sich finden:

$$\sin V_c = \sqrt{\frac{\beta - \alpha}{\gamma - \alpha}}. \qquad \text{II.}$$

In der Formel I erhält man $2\,V$ als spitzen Winkel, wenn $\gamma - \beta > \beta - \alpha$, als stumpfen Winkel, wenn $\gamma - \beta < \beta - \alpha$ ist. Im letzteren Falle trifft also die 1. Mittellinie mit $\mathfrak{a}$ zusammen, und man findet den kleineren Achsenwinkel um diese nach der Formel:

$$\sin V_a = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}}.$$

Allgemein ergibt sich daher der Achsenwinkel um die 1. Mittellinie aus den Formeln:

[1] Vergl. Rosenbusch-Wülfing, Mikroskop. Physiogr. etc. 1904. I, 1. p. 96.

$$\left.\begin{aligned} \sin V &= \sqrt{\frac{d_{min}}{d_{max}}} \\ \cos V &= \sqrt{\frac{d_{med}}{d_{max}}} \end{aligned}\right\} \quad \text{III.}$$

und

wo d_{min}, d_{med} und d_{max} bezw. die kleinste, mittlere und größte Differenz der Hauptbrechungsexponenten bezeichnen. Diese Differenzen lassen sich aus den Polarisationsfarben entsprechender Kristallschnitte ermitteln und mit Hilfe von Interferenzfarbentafeln, z. B. derjenigen von Michel-Lévy[1] oder der der Rosenbusch-Wülfing'schen Physiographie beigegebenen, bis auf eine Einheit der 3. Dezimale genau bestimmen. In einem Dünnschliff von gleichmäßiger Dicke ist es dabei gar nicht nötig, die letztere noch zu ermitteln, um damit die Differenzen der Brechungsexponenten selbst zu bestimmen. Da nämlich die Phasendifferenzen mit der Dicke im gleichen Verhältnis anwachsen, kann man an Stelle von d_{min}, d_{med}, d_{max} der Formeln III direkt die betreffenden Phasendifferenzen setzen, die auf der Farbentafel für die beobachtete Farbe angegeben sind. Ich habe es bei meinen Bestimmungen aber vorgezogen, die für eine Präparatdicke von 0,05 mm auf den Farbentafeln angegebenen Exponentendifferenzen zu verwenden, da dann gerade jede Einheit der 3. Dezimale einem Phasenunterschied von 50 $\mu\mu$ entspricht, außerdem die genannte Reihe von Differenzen am besten den einzelnen, wohlunterscheidbaren Farben entspricht.

Was nun die praktische Durchführung des Verfahrens betrifft, so findet man d_{max} aus der maximalen Polarisationsfarbe, die überhaupt an allen Schnitten eines bestimmten Minerals in einem Dünnschliff zu beobachten ist, am einfachsten unter Zuhilfenahme eines Quarzkeils mit Farben von 1.—4. Ordnung. Auf Schnitten mit Austritt der 1. Mittellinie ermittelt man aus der Polarisationsfarbe d_{min}, auf Schnitten senkrecht zur 2. Mittellinie d_{med}; die ersteren Schnitte unterscheiden sich also von den letzteren durch die niedrigere Polarisationsfarbe. Die geringsten Polarisationsfarben überhaupt geben Schnitte, auf denen eine Achse austritt, meist Grau bis Weiß 1. Ordnung. Indem man auf Schnitte für Gelb 1. Ordnung übergeht, findet man vielleicht, daß auf diesen ebenfalls noch schiefer Achsenaustritt stattfindet, während dann etwa bei Rotorange die 1. Mittellinie zu beobachten ist; man hat dann für d_{min} 0,010 gefunden. Daraus läßt sich bei bekanntem d_{max} die Farbe für d_{med} schon vorausbestimmen, man hat so zugleich eine gute Kontrolle der Richtigkeit. Bei gefärbten Mineralien und solchen, die um die 1. Mittellinie mit Grau der 1. Ordnung polarisieren, hält man sich überhaupt besser an die lebhafteren und

[1] A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Les minéraux des roches. Paris 1888.

leichter unterscheidbaren Farben um die 2. Mittellinie. Natürlich muß man darauf achten, daß nur Kristallschnitte von etwa gleicher Dicke geprüft werden. Die Randpartien eines Dünnschliffes bleiben daher im allgemeinen unberücksichtigt. Bei Anwendung des Quarzkeiles steckt man diesen in den Schlitz oberhalb des Objektivs seines Mikroskops. Da sich unter dem Schlitz bei den neueren Instrumenten ein stark vorragender Ansatz für die Objektivklammer befindet, so kann man sich leicht mit Hilfe von Marken auf diesem Ansatz über die im mittleren Gesichtsfeld auftretende Farbe des Keils orientieren.

Was die Genauigkeit der Methode anbelangt, so trifft zunächst die Annahme, daß der weggelassene Faktor 1 betrage, recht nahe zu. Für Ammoniumsulfat[1] mit den Brechungsexponenten $\alpha = 1{,}521$, $\beta = 1{,}523$, $\gamma = 1{,}533$ ist der Wert des Faktors 0,999, für Olivin[2] mit $\alpha = 1{,}661$, $\beta = 1{,}678$, $\gamma = 1{,}697$ ist er 0,992. Im letzteren Falle ist die Abweichung relativ stark und bedingt, daß 2 V um knapp 1° zu niedrig gefunden wird. Man kann jedoch auch hier eine Korrektur anbringen, wenn man besondere Genauigkeit anstrebt. Die Unrichtigkeit wird hauptsächlich durch die Größe $\frac{\alpha}{\beta}$ bedingt, und der Fehler beträgt nahe $\frac{\beta - \alpha}{\beta}$, in dem besonderen Falle also $\frac{0{,}017}{1{,}7}$, d. h. 1 % für sin V, bezw. cos V, welche man daher mit 1,01 zu multiplizieren, bezw. dadurch zu dividieren hat. Was die Größen d_{min}, d_{med}, d_{max} betrifft, so lassen sich diese wohl meist bis auf die 3. Dezimale genau ermitteln, höchstens bei Schnitten, welche Grau der 1. Ordnung geben, kann dies schwierig sein. Wie man sich dann hilft, soll weiter unten erörtert werden. Unter der Voraussetzung, daß d_{min} usw. bis auf die 3. Dezimale genau bestimmt wurde, betragen für kräftig doppelbrechende Substanzen mit großem 2 V (z. B. Olivin), bei denen also β etwa dem Werte nach zwischen α und γ in der Mitte steht, die möglichen Abweichungen nach oben und unten höchstens etwa 3°, wenn sich alle Ungenauigkeiten addieren, bei kleinem 2 V schon mehr, bei 2 V = ca. 20° und $\gamma - \alpha = 0{,}03$ z. B. etwa 5°. Sehr ungenau bis undurchführbar werden die Bestimmungen dann bei schwach doppelbrechenden Substanzen mit den niedrigen Polarisationsfarben der 1. Ordnung, z. B. den Feldspäten in Schliffen von gewöhnlicher Dicke. Man muß dann entweder Dickschliffe verwenden, oder kann sonst höchstens ermitteln, daß 2 V klein, mittelgroß oder groß ist. Ihre Hauptverwendung wird die Methode also bei den lebhafter polarisierenden Mineralien finden, solange sie keine zu tiefe Eigenfarbe besitzen, so bei der Pyroxengruppe, der Olivin-

---

[1] Vergl. P. Groth, Physikalische Kristallographie. 1905. p. 407

[2] Ebendort. p. 410.

gruppe und ähnlichen, dürfte hier aber zur Unterscheidung von Varietäten sehr gute Dienste leisten.

Für die Veränderung von 2 V mit der Veränderung von d_{min} bezw. d_{max} seien folgende Beispiele angeführt.

Olivin ($\gamma - \alpha = 0{,}036$, $\beta - \alpha = 0{,}017$, $2V = 86\frac{3}{4}^0$).

d_{max}	d_{min}	2 V
0,036	0,016	$83\frac{1}{2}^0$
	0,017	$86\frac{3}{4}$
	0,018	90
0,035	0,017	$88\frac{1}{2}^0$
0,036		$86\frac{3}{4}$
0,037		$85\frac{1}{2}$

Sillimanit ($d_{max} = 0{,}032$, $d_{min} = 0{,}002$ bei 0,05 mm Dicke, $\beta = 1{,}66$, $2V = 29^0$, $2E = 49^0$)

d_{max}	d_{min}	2 V	2 E
0,032	0,001	$20\frac{1}{2}^0$	$34\frac{1}{4}^0$
	0,0015	25	$42\frac{1}{4}$
	0,002	29	49
	0,0025	$32\frac{1}{2}$	$55\frac{1}{4}$
	0,003	$35\frac{3}{4}$	61

Treten in den zu untersuchenden Kristallschnitten die grauen Farben der 1. Ordnung auf, die untereinander kaum weiter unterscheidbar sind, so erhöht man sie durch Hinzufügung eines Gipsplättchens vom Rot der 1. Ordnung, so daß je nach der Lage der Elastizitätsrichtungen im Plättchen und im fraglichen Schnitt die gut unterscheidbaren Farben vom Anfang der 2. Ordnung oder vom Ende der 1. Ordnung zu beobachten sind. Die den Mikroskopen beigegebenen Gipsplättchen zeigen dabei etwas verschiedene Polarisationsfarben, also auch verschiedene Phasendifferenz. Um die durch Kombination der Farbe des Gipsplättchens mit einem Grau der 1. Ordnung von bekannter Phasendifferenz auftretende Farbe zu bestimmen, verfahre ich folgendermaßen. Ich bringe den dem Mikroskop beigegebenen, mit einer Marke versehenen Quarzkeil auf den Objekttisch über die darauf angebrachte Skala, so daß für eine bestimmte, ins Fadenkreuz eingestellte Farbe des Keils ein bestimmter Teilstrich der Skala notiert werden kann. Dann schiebe ich das Gipsplättchen in den dafür bestimmten Schlitz, und zwar so, daß seine optischen Elastizitätsachsen gegen die gleichen des Keiles gekreuzt sind. Dann kann die Stelle, wo der Kompensationsstreifen auftritt, wo sich also auf dem Keil die Farbe des Plättchens befindet, abgelesen werden. Das von mir benutzte

Gipsplättchen zeigt Tiefrot 1. Ordnung (Phasendifferenz ca. 550 $\mu\mu$)[1]. Das von dieser Farbe um genau eine Ordnung unterschiedene Rot der 2. Ordnung ist dann ebenso leicht zu finden, indem das durch Kompensation auf dem Keil entstehende Rot der 1. Ordnung, welches mit der Farbe des Gipsplättchens übereinstimmt, unter das Fadenkreuz geschoben wird. Läßt man den Keil das Gesichtsfeld nur halb bedecken, so kann man seine Farben unmittelbar neben der des Plättchens sehen. Das Rot 1. und 2. Ordnung unterscheiden sich durch eine Phasendifferenz von 550 $\mu\mu$, ihnen entspricht an meinem Mikroskop eine Verschiebung auf dem Objekttisch um 11 Teilstriche, so daß eine Verschiebung um 1 Teilstrich die Phasendifferenz um 50 $\mu\mu$ ändert. Verschiebt man den Keil um 11 Teilstriche im entgegengesetzten Sinne über das Rot 1. Ordnung hinaus, so kommt die Stelle des Keils in das Fadenkreuz, wo theoretisch seine geringste Dicke mit der Phasendifferenz 0 $\mu\mu$ liegen sollte. Mein Keil beginnt mit einer Phasendifferenz von ca. 30 $\mu\mu$. Es läßt sich also jetzt für jede Farbe des Keils mit Hilfe der Skala auf dem Objekttisch ihre Phasendifferenz angeben. Schiebt man noch das Gipsplättchen vom Rot 1. Ordnung darüber, so kann man jetzt feststellen, welche Kombinationsfarbe mit diesem irgend eine Farbe von bekannter Phasendifferenz gibt. Für ein Grau der 1. Ordnung treten dann die Farben am Anfang der 2. Ordnung auf, wenn die optischen Elastizitätsrichtungen im Keile oder auch in einem zu untersuchenden Kristallschnitt parallel mit den gleichen Richtungen im Gips liegen, die Farben am Ende der 1. Ordnung, wenn die Elastizitätsrichtungen gekreuzt sind. In der folgenden Tabelle sind beide Farbenumschläge für die niedrigsten Farben der 1. Ordnung (Grau), denen Phasendifferenzen von 25—200 $\mu\mu$ entsprechen, angegeben.

Phasendifferenz	Differenz der Brechungsexponenten b. 0,05 mm Schliffdicke	Farbenumschlag 2. Ordnung	Farbenumschlag 1. Ordnung
25 $\mu\mu$	0,0005	violett	gelbrot
50 $\mu\mu$	0,001	indigo	orange
100 $\mu\mu$	0,002	leuchtend blau	braungelb
150 $\mu\mu$	0,003	grünblau	dunkelgelb
200 $\mu\mu$	0,004	blaugrün	lichtgelb

Hat man also einen tiefgrau polarisierenden Schnitt vor sich, so schiebt man das Gipsplättchen darüber und erkennt aus der dann auftretenden Farbe mit Hilfe der letzten Tabelle die dem Schnitt zukommende Phasendifferenz und Doppelbrechung. Die Angaben der Farbentafeln stimmen durchaus überein mit meinen Feststel-

[1] Die Phasendifferenz des verwendeten Gipsplättchens kann mit dem Babinet'schen Kompensator oder mit dem Michel-Lévy'schen Komparateur oder angenähert auch mit Hilfe von Quarzkeil und Farbentafel bestimmt werden.

lungen, so daß man auch auf diesen die Doppelbrechung aus der auftretenden Kombinationsfarbe ablesen kann. Man darf sich dabei allerdings nicht an die aufgetragenen Farben selbst halten, da sie ziemlich ungenau sind, sondern muß die beigeschriebenen Farbbezeichnungen benutzen. Mit Hilfe des eben beschriebenen Verfahrens kann man sich jedoch leicht von dem wirklichen Aussehen der Farben überzeugen. Außer bei Grau 1. Ordnung ist die Zuhilfenahme des Gipsplättchens überall da zu empfehlen, wo man bezüglich der auftretenden Interferenzfarbe nicht ganz sicher ist. In Schnitten mit Austritt einer Mittellinie ist die Polarisationsfarbe besonders auch im konvergenten Licht gut zu erkennen.

Ehe ich einige praktische Anwendungen der mitgeteilten Methode anführe, möchte ich eben noch einiges über die Ermittlung der Lage der Achsenebene und des optischen Charakters erwähnen. Schnitte parallel der Achsenebene besitzen bekanntlich die stärkste Doppelbrechung, also auch die höchsten Polarisationsfarben, und man kann so die Achsenebene gegen die kristallographischen Flächen leicht orientieren. Bei einem monoklinen Mineral kann man so z. B. ohne weiteres entscheiden, ob die Achsenebene symmetrisch oder normalsymmetrisch liegt. Im ersteren Falle polarisieren die schief auslöschenden Schnitte am höchsten, im letzteren gerade auslöschende. Schnitte, aus denen die erste Mittellinie austritt, sind immer leicht an ihrer geringen Doppelbrechung zu erkennen, besonders auch gegenüber den Schnitten senkrecht zur 2. Mittellinie. Auf diese Weise lassen sich z. B. die drei rhombischen Pyroxene einigermaßen unterscheiden. Beim Enstatit treten die niedrigsten Polarisationsfarben in basalen Schnitten mit gekreuzten Spaltrissen auf, bei Hypersthen in vertikalen Schnitten mit einer Spaltbarkeit. Bei Bronzit mit 2V ca. 90° polarisiert die Basis und ein Teil der Vertikalschnitte etwa gleich. In ähnlicher Weise läßt sich auch leicht der optische Charakter, selbst bei großem Achsenwinkel, feststellen. Bei dem noch zu erwähnenden Hypersthen vom Laacher See tritt die 1. Mittellinie, durch ihre niedrigen Polarisationsfarben vom Gelb der 1. Ordnung charakterisiert, auf Vertikalschnitten mit dem Pleochroismus grün-gelb aus, mit der 1. Mittellinie selbst fällt danach die braune Färbung zeigende Elastizitätsachse $\mathfrak{a}$ zusammen, der optische Charakter ist also negativ.

Die Brauchbarkeit der Methode mögen folgende Beispiele belegen:

Sillimanit aus einem Einschluß vom Ölberg im Siebengebirge[1]:

---

[1] Derselbe Sillimanit wird erwähnt von R. Brauns in dies. Centralbl. 1908. p. 101; an dieser Stelle ist auch 2E mit 44° angegeben. Herr Geheimrat Brauns stellte mir sein Originalpräparat freundlichst zur Verfügung.

Mit SCHWARZMANN'scher Achsenwinkelskala gemessen $2E = 44^0$ (Hyperbeln recht verwaschen).

Höchste Polarisationsfarbe Rot am Ende der 3. Ordnung ($d_{max} = 0{,}032$), Polarisationsfarbe um die 1. Mittellinie Grau 1. Ordnung, durch Gips erhöht auf leuchtend blau bezw. braungelb ($d_{min} = 0{,}002$). Daraus ergibt sich $2V = 29^0$, $2E = 49^0$ ($\beta = 1{,}66$ angenommen).

Olivin aus Melilithbasalt vom Hochbohl in Württemberg.

(An dem hohlgeschliffenen Präparat wurden gesonderte Bestimmungen an den dickeren Randpartien und in der dünneren Mittelpartie vorgenommen.)

Am linken Rand trat als maximale Polarisationsfarbe lichtes Rot am Ende der 3. Ordnung ($d_{max} = 0{,}031$), um die 1. Mittellinie Blau der 2. Ordnung ($d_{min} = 0{,}013$) auf; $2V = 81^0$.

Die dünnere Stelle zeigte $d_{max} = 0{,}021$ (Rot Ende der 1. Ordnung), $d_{min} = 0{,}009$ (Braungelb der 1. Ordnung); $2V = 82^0$.

In den Tabellen zu ROSENBUSCH-WÜLFING's Physiographie wird $2V =$ ca. 88^0 angegeben; es scheint in der Literatur bisher nur eine einzige Bestimmung von DES CLOIZEAUX ($2V = 87^0 46'$)[1] zu existieren.

Hypersthen vom Laacher See.

Die Messungen wurden an einem Präparat angestellt aus der Originalstufe, in welcher G. VOM RATH[2] den zunächst als Amblystegit bezeichneten Hypersthen entdeckte. Der Hypersthen zeigt recht kräftigen Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ = braun, $\mathfrak{b}$ = gelb, $\mathfrak{c}$ = grün. Die 1. Mittellinie fällt mit $\mathfrak{a}$ zusammen, der optische Charakter ist also negativ wie überhaupt beim Hypersthen. Es wurde gefunden: $d_{max} = 0{,}016$ (Grün 2. Ordnung), $d_{med} = 0{,}010$ (Rötlichorange 1. Ordnung); um die 1. Mittelline trat Gelb 1. Ordnung auf, das aber wegen der Eigenfarbe des Hypersthens nicht näher identifizierbar war. Diesen Feststellungen nach ist $2V = 75\frac{1}{2}^0$. Den gleichen Achsenwinkel stellte ich an einem Hypersthen in einem anderen Präpärat vom Laacher See fest. Der Hypersthen von der St. Paulsinsel zeigt bei 22,59 % FeO + MnO $2V = 72^0 16'$. Da beim Hypersthen mit Abnahme des Eisengehaltes der Achsenwinkel um $\mathfrak{a}$ steigt, so entspräche einem $2V$ von $75\frac{1}{2}^0$ etwa ein FeO-Gehalt von 20 %. Die von G. VOM RATH ausgeführte Analyse ergab 25,6 % FeO, doch war das Analysenmaterial wahrscheinlich mit etwas Magnetit verunreinigt (vergl. a. a. O. p. 593), so daß in Wirklichkeit der FeO-Gehalt wohl geringer ist. Es ist weiter zu beachten, daß der Achsenwinkel sich nie so regelmäßig allein mit dem FeO-Gehalt ändert, da er naturgemäß auch durch die übrigen chemisch beigemengten Stoffe beeinflußt wird.

---

[1] Vergl. C. HINTZE, Handbuch d. Mineralogie. II. (1897.) p. 9.
[2] POGGENDORFF's Annalen. **138**. (1869.) p. 529.

Die angeführten Beispiele zeigen bereits, daß die einfache Methode recht befriedigende Resultate ergibt. Die Bestimmungen lassen sich ziemlich schnell, in etwa 10—15 Minuten, ausführen, es sind dazu auch keine anderen als die einfachsten, jedem Mikroskop beigegebenen Hilfsmittel nötig, was einen Vorzug vor der Mallard-Becke'schen Methode bedeutet, bei der man außerdem nicht direkt den wahren Achsenwinkel 2 V, sondern denjenigen in Luft 2 E findet. Bei Anwendung beider Methoden ließe sich übrigens theoretisch auch der mittlere Brechungsexponent β bestimmen aus der bekannten Beziehung: $\beta = \frac{\sin E}{\sin V}$. Doch scheint für die praktische Ausführung diese Methode, β zu finden, zu ungenau zu sein. In glücklicher Weise wird die Schwarzmann'sche Methode der Bestimmung mit der Achsenwinkelskala durch die vorliegende Methode ergänzt, indem diese gerade für große Winkel am genausten ist, die sich auf die erstere Weise gar nicht bestimmen lassen.

Um die Methode nicht unnötig zu komplizieren, ist vorläufig auf die Anwendung des Babinet'schen Kompensators verzichtet worden; der Michel-Lévy'sche Komparateur steht mir leider nicht zur Verfügung. Ich möchte auch geradezu behaupten, daß bei einiger Übung, besonders bei Anwendung des Gipsplättchens und bei Beobachtung im konvergenten Licht, wo man ja auch benachbarte Interferenzfarben sehen kann, mit Hilfe der Farbentafel etwa die gleiche Genauigkait wie mit dem Kompensator erreicht werden kann. Bei den Farben der 1. Ordnung läßs sich mit letzterem auch keine besondere Genauigkeit erzielen, zur Bestimmung der maximalen Polarisationsfarbe ist er jedoch im kritischen Falle sicher mit Vorteil zu verwenden.

Gajit, ein neues Mineral.

Von **Fr. Tućan** in Agram (Zagreb, Kroatien).

Auf einer Studienreise (im Jahre 1909) in den Distrikt Gorski kotar (Hochkroatien) fand ich ein magnesitähnliches Mineral, von welchem ich einige Worte mitteilen möchte. Das Mineral habe ich an der nordwestlichen Seite des Dorfes Plešce gefunden, am Wege, welcher nach Kameni hrib führt.

Das petrographische Bild der Umgebung von Plešce ist sehr einfach. Hier beobachtet man verschiedene Carbonschiefer, welche von ungeheueren Massen von Kalken und Dolomiten überlagert sind. In diesen Kalken fand ich das erwähnte Mineral, aber nicht auf seiner primären Lage, sondern zwischen anderem Kalksteindetritus.

Nach seinem äußeren Aussehen ähnelt dieses Mineral sehr dem Magnesit, und auf den ersten Blick möchte man es wirklich für einen Magnesit halten. Es ist nämlich von dichter Zusammen-

setzung und schneeweißer Farbe. Der Bruch ist unregelmäßig, scharfkantig. Die Härte ist größer als bei Kalkspat und geringer als bei Magnesit, sie beträgt (wie bei einigen Aragoniten) 3,5; spez. Gew. = 2,619.

Im Dünnschliffe u. d. M. sieht man, daß es eine sehr feinkörnige Struktur besitzt, die vollkommen der Struktur eines dichten Kalkes (bezw. Magnesit) gleich ist. Die sehr feinkörnige Masse ist sehr getrübt und in durchfallendem Lichte gelbbräunlich gefärbt. Und nur dort, wo der Dünnschliff sehr dünn ist, ist diese Trübung fast ganz verschwunden. Die Körner sind so winzig, daß es unmöglich ist, auf ihnen einige optische Eigenschaften zu bestimmen. Hie und da sieht man, daß in sehr feinkörniger Masse kleinere Partien von größeren Individuen liegen; die größeren Individuen erscheinen auch in jenen Teilen, welche als sehr dünne Äderchen durch das Mineral gehen. Diese Individuen zeigen eine vollkommene rhomboedrische Spaltbarkeit und eine große Anzahl von Zwillingslamellen. Diese Zwillingslamellen sind nicht in der Richtung $-\frac{1}{2}$ R oder 2R, sondern in der Richtung oR entwickelt. Die Doppelbrechung ist sehr stark und negativ: die Individuen sind optisch einachsig (das Bild im konvergenten Lichte ist vollkommen gleich jenem der rhomboedrischen Carbonate).

In Säuren löst sich das Mineral unter starkem Aufbrausen sehr leicht. Ich habe einige Versuche gemacht, vergleichend seine Löslichkeit mit jener des isländischen Doppelspates und des Aragonits von Herrengrund. In 125 cm^3 Salzsäure ($1\,HCl : 4\,H_2O$) löst sich 1 g von Doppelspat[1] nach 10 Min., 1 g von Aragonit nach 25 Min. und 1 g von unserem Minerale nach 22 Min. In Hinsicht auf die Löslichkeit erinnert also unser Mineral an Aragonit und wir werden bald sehen, daß es sich durch noch einige Eigentümlichkeiten auszeichnet, die für Aragonit charakteristisch sind.

Beim Kochen im Wasser löst es sich nach einiger Zeit ein wenig und das Wasser reagiert dann stark alkalisch. Im Glaskolben schwach geglüht, gibt es Wasser ab, welches alkalisch reagiert. Feingepulvert und in wässeriger Kobaltoxydulnitratlösung gekocht, färbt es sich intensiv lila, nimmt also die Farbe an, welche für Aragonit charakteristisch ist. Ich habe auch eine andere MEIGEN'sche[2] Reaktion durchgeführt, welche zur Unterscheidung von Aragonit und Kalkspat benutzt werden kann: das feingepulverte Mineral wurde mit einer neutralen Lösung von Eisenvitriol übergossen und in der Kälte stehen gelassen. In sehr kurzer Zeit bildet sich über dem gepulverten Mineral ein Niederschlag von dunkelgrüner Farbe; bei längerem Stehen wurde die dunkel-

---

[1] Zum Versuche wurde nicht gepulvertes Material, sondern ein Stückchen verbraucht.

[2] N. Jahrb. f. Min. etc. (1903.) 2. p. 21.

grüne Farbe noch tiefer. Also hier tritt wieder jene Reaktion ein, welche für Aragonit charakteristisch ist.

Die Thugutt'schen[1] Reaktionen, welche er zur Unterscheidung von Aragonit und Kalkspat durchgeführt hat, zeigen bei unserem Minerale einige Verschiedenheiten: das fein zerkleinerte Mineral unterwarf ich der Einwirkung einer wässerigen Kongorotlösung (1 : 1000 H_2O). Nach kurzer Zeit (bei gewöhnlicher Temperatur) hat das Mineral eine intensiv zinnoberrote Farbe angenommen[2]. Die Farbe blieb unveränderlich auch nach dem Nachspülen mit Wasser, wie nach dem Kochen mit verdünnter Natronlauge. Durch dieselbe Reaktion erzielte St. J. Thugutt bei Aragonit (aus Horschenz) stellenweise fleckig erscheinende Rosafärbung, die besonders im reflektierten Lichte gut zu sehen war. Die Färbung blieb bestehen nach viermaligem Nachspülen mit destilliertem Wasser und erblaßte erst beim Kochen des Aragonits mit verdünnter Natronlauge. Vollkommen ähnliche Wirkung war, als Thugutt statt Kongorot eine mit Natronlauge versetzte wässerige Alizarinlösung (1 : 1000 H_2O : 1 $NaOH$) benutzte. Unser Mineral gab mit solcher Alizarinlösung eine dunkellila Farbe.

Bei Behandlung mit Eisenchloridlösung[3] erscheint das zerkleinerte Mineral orangegelb (Lemberger erzielte bei isländischem Doppelspat mit derselben Reaktion eine blaßbraune Färbung). Mit Schwefelammonium übergossen, wird der orangegelbe Niederschlag schwarz. Aluminiumchloridlösung[4] mit Blauholz, Hämatoxylon campechianum (4 Teile $AlCl_3$ + 60 Teile H_2O + 6 Teile Blauholz) färbt das zerkleinerte Mineral lila (Lemberg beobachtete bei isländischem Doppelspat mit derselben Reaktion eine violette Färbung).

Interessant ist das Verhalten unseres Minerals gegenüber salpetersaurer Silberlösung. Es ist dies eine bekannte Reaktion, welche von Lemberg[5] zur Unterscheidung von Dolomit, Kalkspat und Predazit eingeführt ist. Ich habe ein kleines Stück des erwähnten Minerals in Form eines kleinen Täfelchens eingeschliffen und dann mit Silbernitratlösung übergossen. Das Täfelchen wurde nach kurzer Zeit bräunlich gefärbt. War dasselbe vorher ein wenig geglüht, wird es sehr rasch vollkommen schwarz. Es schlägt sich hier ein Niederschlag von Ag_2O nieder, was für Anwesenheit von MgO spricht[6].

---

[1] Dies. Centralbl. (1910.) p. 786.

[2] Die obenstehende Flüssigkeit war seit dem ersten Tage zinnoberrot, wurde aber nach einmonatlichem Stehen wasserklar. Mit derselben Lösung wurde eine Reaktion mit einem Kalkstein aus dem kroatischen Karste durchgeführt und die obenstehende Flüssigkeit blieb auch nach einmonatlichem Stehen unverändert, sie blieb nämlich karminrot.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. (1887.) p. 489.

[4] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. (1888.) p. 357.

[5] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. (1872.) p. 227.

[6] Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mitt. (1891.) p. 453.

Nach der chemischen Analyse besteht das Mineral aus:

	I.	II.
CaO	37,13	37,03
MgO	23,75	23,95
CO_2	32,41	32,28
H_2O	6,63	6,71[1]
	99,92	99,97

Beide Analysen (I von mir, II von meinem Kollegen Prof. WLADIMIR NJEGOVAN) wurden nach den Methoden, welche TREADWELL in seinem „kurzen Lehrbuche der analytischen Chemie". 2. 1903 und 1911 empfiehlt, durchgeführt.

Wenn wir die chemische Zusammensetzung unseres Minerals betrachten, so werden wir beobachten, daß es sehr an Pencatite und Predazzite[2] (Hydromagnocalcite[3]) erinnert. Diese „Minerale" sind ein Gemenge von Kalkstein und Hydromagnesit. Nach LENEČEK's[4] Untersuchungen zeigen Pencatite und Predazzite u. d. M. eine Grundmasse, die aus Kalkspat zusammengesetzt ist. In dieser Grundmasse sieht man eingesprengte Körner von 0,02—0,65 mm Durchmesser. Die Form der Durchschnitte dieser Körner ist meist unregelmäßig rundlich, es erscheinen aber auch sehr oft sechseckige, dann dreieckige, kurze rechteckige, fast quadratische und auch rhombische Durchschnitte. Diese Durchschnitte bestehen nicht aus einem Individuum, sondern sind aus einer überaus großen Anzahl von ungemein dünnen, etwa 0,02—0,10 mm langen Nadeln oder Fasern, die oft partienweise dicht parallel nebeneinander liegen, zusammengesetzt. Diese Nadeln und Fasern sind nichts anderes als Hydromagnesit, welcher, wie dies LENEČEK bewiesen hat, durch Metamorphose aus Periklas entstanden ist.

Bei Beobachtung u. d. M. zeigt unser Mineral ein ganz anderes Bild. Wie schon erwähnt ist, sieht man im Dünnschliffe eine sehr feinkörnige Masse, die stark getrübt ist. Außer dieser Trübung sieht man in jener sehr feinkörnigen Masse keine Einschlüsse. Beim Auflösen in verdünnter Essigsäure verhält sich der Dünnschliff ganz gleich wie in den ersten Stadien des Auflösens, so in den letzten: er löst sich gleichmäßig, langsam unter lebhafter Kohlensäureentwicklung. Wenn ich am Dünnschliffe nur partielles Auflösen durchführte, nämlich, wenn ich auf den Dünnschliff nur kurze Zeit die Essigsäure einwirken ließ und dann den Dünnschliff von Essigsäure befreite, so zeigte die ungelöste Masse ein

[1] Das Wasser wurde als Differenz aus dem Glühverlust (38,99 %) und CO_2 (32,28 %) berechnet.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. (1872.) p. 195.

[3] RAMMELSBERG, Handbuch der Mineralchemie. I. Teil. Leipzig 1875. p. 242.

[4] TSCHERMAK's Min.-petr. Mitt. (1891.) p. 429.

ganz gleiches Aussehen, wie vor dem Auflösen des Dünnschliffes. Diesen Versuch beobachtete ich in verschiedenen Stadien und immer war die ungelöste Masse gleich. Auf keine Weise konnte ich konstatieren, daß wir vor uns ein Mineralgemenge haben und deswegen können wir dieses Mineral für ein neues halten, welches ich zu Ehren des berühmten Vorkämpfers der politisch-kulturellen Wiedergeburt Kroatiens, Ljudevit Gaj — Gajit nenne.

Agram (Zagreb), Min.-petr. Institut, 1911.

Chemisch-mineralogische Untersuchungen am Arsenkies.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Ausgehend von der Gleichung

$$SAsFe = SFe + As,$$

nach welcher bei hoher Temperatur das gesamte Arsen ausgetrieben werden könnte, wurde zunächst untersucht, ob es im Kathodenvakuum gelingt, das Arsen quantitativ abzudestillieren. Es diente zu den Versuchen der Typ 3 der Beutell'schen[1] Quecksilberluftpumpe, welche zu diesem Zwecke mit einem Schliff von Kaliglas versehen war. Das Destillationsrohr hatte einen inneren Durchmesser von 3,5 mm und wurde direkt an den Luftpumpenschliff angeschmolzen. Eine Beschreibung der Pumpe sowie der Arbeitsmethode erscheint in der Abteilung „Neue Apparate und Beobachtungsmethoden" dieses Centralblatts.

Schon bei den ersten Versuchen stieß ich auf ein recht unangenehmes Hindernis. Es destillierte zwar ein Teil des Arsens ohne Schwierigkeit ab, doch trat dann nach einem längeren Stillstande plötzlich explosionsartige Zersetzung ein, wobei das Mineralpulver durch die ganze Pumpe geschleudert wurde. Nach verschiedenen Versuchen gelang es mir, die Schwierigkeit zu heben. Da sich bei der Destillation — wie aus der Verschlechterung der Kathodenstrahlen zu erkennen war — geringe Gasmengen entwickelten, und da die Explosion offenbar in dem hohen Vakuum ihren Grund hatte, so wurde das Rohr, welches den Arsenkies enthielt, zunächst bei gewöhnlicher Temperatur evakuiert und dann zugeschmolzen. Der geringe Druck, welchen die entwickelten Gase erzeugten, genügte, um das Zerstäuben des Arsenkieses zu verhindern; er konnte ohne Schwierigkeit bis zur Rotglut erhitzt werden.

[1] Chemiker-Zeitung 1910. No. 150. p. 1342.

Bei der Destillation im Vakuum tritt zunächst ein gelber, später bräunlich werdender Beschlag auf, der allmählich dunkler und endlich schwarz wird. Nach zwei Stunden wurde der Versuch unterbrochen und das Rohr mit dem abdestillierten Beschlage abgeschnitten. Das Destillat wurde zunächst mit Schwefelkohlenstoff extrahiert, um den Schwefel vom Arsen und Schwefelarsen zu trennen, wobei sich herausstellte, daß sich außer Schwefel auch Arsen (amorphes) im Schwefelkohlenstoff gelöst hatte. Die Analyse ergab:

freier Schwefel	0,39 %
mit As verbunden S	1.58 „
Arsen	12.20 „
davon amorph	1,00 „

Es war somit nur ein kleiner Teil des Arsens überdestilliert. Interessant ist das Auftreten von Schwefel im Destillat.

Um die in Erscheinung getretenen Tatsachen näher zu untersuchen und um einigen Aufschluß über die Konstitution der Arsenkiesmolekel zu erhalten, wurde eine größere Quantität Arsenkies gepulvert und sorgfältig gemischt. Er enthielt als Gangart Talk, doch störte dieser den weiteren Gang der Untersuchung nicht, da er in Salzsäure und Salpetersäure so gut wie unlöslich ist.

Das Resultat der Analyse war folgendes:

Schwefel	12,50 %
Arsen	30,62 „
Eisen	26,28 „
Gangart	28,61 „
Feuchtigkeit	0,09 „
gebundenes Wasser . .	1,38 „
	99,48 %

Auf 100 % umgerechnet nach Abzug von Wasser und Gangart:

Schwefel	18,01 %
Arsen	44,12 „
Eisen	37,87 „
	100,00 %

Da bei dem ersten Versuch nur etwa ein Drittel des Gesamtarsens abdestilliert war, so wurde eine neue Probe, nachdem sie im evakuierten, zugeschmolzenen Rohr, wie oben angegeben, behandelt worden war, einer längeren Erhitzung im Vakuum unterworfen. Im ganzen wurde der Arsenkies 85 Stunden erhitzt, wobei der erwärmte Teil der Glasröhre mit Kupferblech umhüllt war. Es hatte dies den Zweck, die Hitze gleichmäßig zu verteilen und ein Zusammenschmelzen des Glasrohres zu verhüten.

Um zu prüfen, ob noch Arsen abdestillierte, wurde der Beschlag von Zeit zu Zeit durch Erwärmen mit einer zweiten Flamme weiter nach der Pumpe zu getrieben, so daß die Zone, in der sich das Arsen kondensierte, wieder völlig frei war. Leider fand ich, daß selbst nach 85 Stunden immer noch etwas Arsen überging. Die Destillation war nicht fortlaufend zu Ende geführt worden, sondern mit Unterbrechungen. Merkwürdigerweise bildete sich beim Beginn des Erhitzens zunächst immer ein schwacher, gelber Beschlag, d. h. es destillierten immer wieder Spuren von Schwefel über. Da hinterher stets Arsen destillierte, so färbte sich der anfänglich gelbe Beschlag sehr bald schwarz.

Die Analyse ergab, daß nach 85 Stunden 25,47 % Arsen abdestilliert waren statt 30,62, welche im Mineral enthalten sind.

Daß sich tatsächlich durch Destillation nicht alles Arsen würde austreiben lassen, war schon nach den ersten Ergebnissen zu erwarten. Denn wenn aus dem $SAsFe$ außer Arsen auch Schwefel überdestilliert, so muß an Stelle des letzteren Arsen mit dem Eisen verbunden bleiben. Unerklärlich bleibt zunächst die Tatsache, daß außer dem Arsen auch immer wieder kleine Mengen Schwefel überdestillieren. Der Rückstand obiger Destillation wurde nunmehr in demselben Rohr geröstet. Es bildete sich ein ganz schwacher Beschlag von As_4O_6 (Arsenigsäureanhydrid), der sich beim Auspumpen mit der Wasserstrahlpumpe beträchtlich verstärkte. Im Kathodenvakuum destillierten dann größere Mengen von Schwefel, sowie etwas Arsen über.

Die Methode der Arsenabscheidung durch Destillation im Kathodenvakuum konnte nach den gemachten Erfahrungen bedeutend vereinfacht werden. Anstatt das Arsenkiespulver zuerst im evakuierten und zugeschmolzenen Rohr zu erhitzen, wurde dasselbe nunmehr im Destillationsrohr direkt geröstet und dann erst der Destillation im Kathodenvakuum unterworfen. Ein Zerstäuben des Pulvers trat hierbei nicht ein. Nach dreistündigem Erhitzen wurde durch Verjagen des Beschlages geprüft, ob noch Arsen destillierte. Da das Resultat negativ ausfiel, wurde nochmals geröstet, doch traten auch hiernach keine Spuren von Arsen oder Schwefel mehr auf. Die Destillation war also nach drei Stunden beendet. Ein Niederschlag von arsensaurer Ammoniakmagnesia (AsO_4MgNH_4) konnte aus dem Destillationsrückstand nicht erhalten werden. Es war also alles Arsen abdestilliert. Eine Schmelzung oder Sinterung des Arsenkieses ist bei den angewandten Temperaturen nicht beobachtet worden. Die Trennung des Arsens durch Destillation im Kathodenvakuum dürfte für eine ganze Reihe von arsenhaltigen Mineralien von Nutzen sein.

Sehr auffallend ist die Tatsache, daß trotz der hohen Temperatur (dunkle Rotglut) der Schwefel nicht beim Rösten, sondern erst im Kathodenvakuum überdestilliert. Bei der niedrigen Siede-

temperatur desselben ist die Gegenwart freien Schwefels völlig ausgeschlossen. Vielmehr muß der abdestillierte Schwefel einem höheren Sulfide entstammen, welches nur der Formel S_2Fe entsprechen kann, da andere derartige Verbindungen des zweiwertigen Eisens nicht bekannt sind. Aus der Tatsache, daß der Schwefel erst nach dem Rösten auftritt, geht unzweideutig hervor, daß sich das Sulfid erst während des Röstens gebildet hat. Bei der Leichtigkeit, mit welcher diese Umbildung von statten geht, kann es sich nur um eine Umlagerung im Molekül handeln. Da für die Bildung von S_2Fe zwei Schwefelatome erforderlich sind, so muß dem Arsenkies mindestens die doppelte Molekularformel $S_2As_2Fe_2$ zugeschrieben werden. Diese Annahme befindet sich in Übereinstimmung mit den von Groth[1], sowie von Starke, Shock und Edgar Smith aufgestellten Formeln[2].

```
      S——S                   Fe     S——S     Fe
     /    \                   \   /  2.  \   //
   Fe  1.  Fe                   As         As
     \    /
     As—As
```

Die Gruppierung der zweiten Formel befindet sich offenbar nicht im Einklang mit den beobachteten Erscheinungen. Wie das Auftreten von As_4O_6 beweist, oxydiert sich das Arsen mit großer Leichtigkeit, während der Schwefel an das Eisen als S_2Fe gekettet bleibt. Da nun vom Schwefel nur das eine der beiden Eisenatome gebunden wird, so muß sich das zweite beim Rösten oxydieren. Die leichte Bildung von S_2Fe wäre nach der zweiten Formel ganz unverständlich, zumal da das Eisen nicht direkt an den Schwefel gekettet ist. Auch ist bei der symmetrischen Verteilung der beiden Eisenatome nicht einzusehen, weshalb sich das eine leichter als das andere oxydieren sollte. Derselbe Einwand muß auch gegen die Groth'sche Formel erhoben werden. Nur die Bildung von S_2Fe wäre nach derselben nicht ganz ausgeschlossen.

Nach meinen Versuchen schlage ich die folgende Konstitutionsformel vor:

```
      S——As
     /  |  \
   Fe   |   Fe
     \  |  /
      S——As
```

An Stelle des Ringes As_2Fe, der bei der Oxydation zerstört

[1] Groth, Tab. Übers. 1898. p. 21.

[2] Journ. Am. Chem. Soc. 1897. **19**. p. 948. Neues Jahrb. 1899. 2. p. 10.

würde, könnte sich direkt der neue Ring S_2Fe (Fe⟨S S⟩) zusammenschließen. Die Formel gibt also eine ganz zwanglose Erklärung der beobachteten Erscheinungen.

Das Auftreten von Schwefel im Kathodenvakuum nach vorangegangener Röstung erklärt auch das Abdestillieren von Schwefel aus dem ungerösteten Arsenkies. Offenbar ist schon von vornherein ein kleiner Teil des Arsens und des Eisens oxydiert, und zwar unter gleichzeitiger Bildung von S_2Fe. Das spurenweise Auftreten von Schwefel nach der Unterbrechung der Destillationen ist durch Oxydation bedingt.

Das Analysenresultat erscheint hiernach in einem besseren Lichte.

Die Summe der ermittelten Komponenten kann nicht 100 betragen, da der Sauerstoff, welcher an das oxydierte Eisen gebunden ist, nicht durch die Analyse bestimmt werden kann. Die Summe von 99,48 ist also gerechtfertigt. Übrigens bleiben auch viele der in der Literatur verzeichneten Analysen beträchtlich unter 100.

Da der im Vakuum, ohne vorangegangenes Rösten, abdestillierte Schwefel aus bereits vorgebildetem S_2Fe stammt und somit einen Einblick in den Grad der Zersetzung des Arsenkieses gestattet, so war es von Interesse, die Menge desselben festzustellen. Zu diesem Zwecke wurde eine Probe zunächst im Vakuum durch vorsichtiges Erwärmen getrocknet und dann (um das Zerstäuben zu verhüten) im zugeschmolzenen Rohr bis zur Rotglut erhitzt. Nach dem Öffnen wurde das Rohr nebst Destillat und Rückstand an das Pumpenrohr angeschmolzen und dann im Vakuum weiter destilliert. Nach 14stündigem Erhitzen gingen nur noch Spuren von Arsen, aber kein Schwefel mehr über. Das Destillat wurde abgeschnitten und der Schwefel bestimmt. Der Rückstand wurde nunmehr geröstet und dann wiederum der Destillation im Vakuum unterworfen. Auch in diesem zweiten Destillat wurde nur auf Schwefel geprüft.

Es destillierten

vor dem Rösten . . . 0,13 % S entsprechend 0,49 % S_2Fe,
nach dem Rösten . . 0,10 „ S entsprechend 0,37 „ S_2Fe.

Der Arsenkies enthielt somit trotz seines frischen Aussehens bereits 0,49 % S_2Fe, welches sich durch langsame Oxydation an der Luft gebildet hatte.

Breslau, Mineral. Institut der Universität, Februar 1911.

Die vulkanischen Gesteine des westlichen Müllergebirges in Zentral-Borneo.

Von **J. Schmutzer** in Utrecht.

Das von Prof. G. A. F. Molengraaff entdeckte, in einer Richtung O 10^0 N verlaufende vulkanische Müllergebirge in Zentral-Borneo, zerfällt orographisch wie geologisch in drei Teile. Der westliche, älteste Teil erstreckt sich bei ca. 90 km Länge zwischen den Flüssen Embahu im Westen und Suruk im Osten; derselbe besteht aus einer Anzahl isolierten oder zu kleineren und größeren Gruppen zusammengehäuften Kegelbergen, welche aus zumeist verkieselten, hie und da Biotit führenden, an mehreren Stellen mit Dacit und Liparit abwechselnden Amphibolandesiten aufgebaut sind. Im Stromgebiete der Flüsse Sĕbilit und Tĕpuwai treten mit diesen Effusivgesteinen aufs innigste zusammenhängende hypoabyssische Gesteinsformen auf. Die Effusivgesteine des westlichen Müllergebirges unterscheiden sich von denen der jüngeren östlichen und des jüngsten mittleren Teiles durch ihre weit vorgeschrittene Zersetzung. Im Handstück tragen sie allerdings durchgehends einen känotypen Habitus, im Dünnschliff sind sie jedoch von echten Porphyriten und Porphyren nicht zu unterscheiden. Nur an vereinzelten Stellen, wie am Berge Ampan und am linken Ufer des Flusses Embahu, 400 m unterhalb Nangah Taman und 100 m unterhalb Nangah Pĕmali, stehen durchaus frische Gesteine an, die mit größter Wahrscheinlichkeit als Produkte einer jüngeren Eruptionsperiode anzusehen sind und folglich zu einer jüngeren Gesteinsgruppe vereinigt werden dürfen.

Die oben erwähnten hypoabyssischen Typen sind Dioritporphyrit, Spessartit und Kersantit; die älteren Effusivgesteine sind durch Andesit, Propylit, Dacit und Liparit, die jüngeren durch Basalt (Geschiebe im Flusse Tĕbáung), Andesit und Dacit vertreten.

In embryologisch-teratologischer Hinsicht — wenn ich so sagen darf — liefern die Gesteine wenig Bemerkenswertes. Es konnte festgestellt werden, daß der Dioritporphyrit des Bukit (= Berg) Undan nach der Peripherie hin allmählich in einen holokristallinen Andesit übergeht. Der Gang, der 100 m unterhalb Nangah Pĕmali vom Flusse Embahu durchbrochen wird, besteht in seinen inneren Partien aus einem normalen hypokristallinen Amphiboldacit; näher am Nebengestein nimmt die Glasmenge beträchtlich zu, wobei sich an Stelle der stets kleiner werdenden Feldspatleistchen der zweiten Generation immer reichlicher Bronzitnadeln entwickeln. Diese letzteren treten auch in einem feinsten Filz als Resorptionsprodukt um die Hornblendeeinsprenglinge auf und verdanken ihre Entstehung ausschließlich den veränderten Erstarrungsbedingungen.

Die vom eruumpierenden Gesteinsmagma eingeschlossenen fremden

Gesteinsbruchstücke haben fast nirgends zu einer Entwicklung endomorpher Mineralien geführt; nur in einem Falle, im Amphibolandesit der Stromschnelle Balik, hat sich um ein fremdes Quarzkorn ein dichter, breiter Kranz von Amphibolkristallen gebildet, welche sich in Form und Größe in keiner Weise von den Amphiboleinsprenglingen des Gesteins unterscheiden.

Übrigens sind es fast ausschließlich die durch Verwitterung oder pneumatohydatogene Zersetzung hervorgerufenen Umwandlungen der Gesteinsgemengteile, die ein gewisses Interesse beanspruchen. Einige Resultate der Gesteinsuntersuchung mögen hier hervorgehoben werden.

Quarzeinsprenglinge mit scharfer rhomboedrischer Spaltung finden sich in einem Liparitgeschiebe der Geröllbank ± 3 km oberhalb Kĕbijau im Sĕbilit; der Amphiboldacit der Stromschnelle Balik führt verzerrte, in der Richtung der Achse $(1\bar{1}01)(10\bar{1}1)(0110)$ ausgezogene Quarzeinsprenglinge; ein Liparitgeschiebe der Geröllbank unterhalb Nangah Gáang im Tĕpuwai zahlreiche eingesprengte Quarzzwillinge mit geneigten c-Achsen, wobei jedoch nicht mit Sicherheit das Zwillingsgesetz nach ξ $(11\bar{2}2)$ nachgewiesen werden konnte. Die durch Resorption oder Absprengung von Bruchstücken meistens gerundeten Quarzeinsprenglinge sind oft von einer nach Erstarrung der Grundmasse aus wäßriger Lösung abgesetzten, kristallographisch identisch orientierten, durch eingeschlossene Grundmassengemengteile und deren Zersetzungsprodukte trübe erscheinenden Quarzschale umgeben. In den saureren Gesteinen ist Quarz oft primärer Grundmassengemengteil, hier jedoch nur selten mit Sicherheit von dem sekundären Quarz zu unterscheiden. Eine Verquarzung der Gesteine ist sehr verbreitet. Sie nimmt gewöhnlich ihren Ausgang im Bindemittel der Grundmassenfeldspäte, und zwar bildet sich zunächst ein spärliches Quarzzement, das nun allmählich die umschlossenen Gesteinsgemengteile zu ersetzen anfängt. Bei größerer Widerstandsfähigkeit der Feldspäte bilden sich durch eine Verschmelzung dieses netzartig verbreiteten, bis in einer gewissen Entfernung gleich orientierten Zementes zierliche Quarzrosetten, die in mancher Hinsicht an pegmatitische Verwachsungen erinnern, nur daß hier die ganz willkürlich angeordneten Feldspateinschlüsse größtenteils idiomorph begrenzt sind. Werden die Feldspäte mit größerer Leichtigkeit von den quarzabsetzenden Lösungen angegriffen, so bilden sich Quarzkörner heraus, die nur noch an der Peripherie mehr oder weniger korrodierte Feldspatkristalle umschließen und so als von einem Pseudopodienkranze umgebene Quarzkerne erscheinen. Geht die Verdrängung von Bindemittel und Feldspäte so gleichmäßig von statten, daß die Bildung des Pseudopodienkranzes unterbleibt, so entstehen kompakte, oft teilweise idiomorphe Quarzkörner, die in einzelnen Gesteinen die Größe der primären Quarzeinsprenglinge erreichen

können und sich von diesen letzteren dann nur noch durch die eingeschlossenen mikrolithischen Neubildungen unterscheiden. Der $\frac{1}{2}$ km unterhalb Antuk am Flusse Těpuwai anstehende Liparit führt in der Grundmasse zahllose, fast tadellos idiomorphe kleinere Quarzkristalle, die sicher sekundären Ursprunges sind.

Wo sich der sekundäre Quarz zu größeren Anhäufungen sekundärer Mineralien gesellt, ist er durchgehends ausgezeichnet idiomorph. In vielen Gesteinen bildet er feiner oder gröber körnige Aggregate, die sich öfter zu einem über das ganze Gestein zusammenhängenden Netze vereinigen; schließlich kann sogar die ganze Grundmasse durch Quarz verdrängt werden. Auch die Feldspat-, Amphibol- und Biotiteinsprenglinge liefern oft bei der Gesteinszersetzung quarzhaltige Pseudomorphosen.

Atmosphärilien spielten bei der Verquarzung nur eine untergeordnete Rolle; in den meisten Gesteinen ist dieselbe unzweifelhaft auf postvulkanische Prozesse zurückzuführen, wie durch die Vergesellschaftung von Quarz mit Turmalin, sekundärem Apatit und sulfidischen Eisenerzen ersichtlich ist.

Orthoklas wurde in keinem Gesteine, sogar nicht in den Lipariten, als Einsprengling aufgefunden, ist jedoch öfter Grundmassengemengteil. Die Plagioklaseinsprenglinge treten oft gruppenweise zusammen und bilden bis aus 20 Individuen zusammengesetzte Aggregate. Eine scharfe Grenze zwischen Einsprenglingen und Grundmassefeldspaten läßt sich nicht überall ziehen. In mehreren Gesteinen ist der Feldspat durch drei Generationen vertreten, wie im Andesit der Riam (= Stromschnelle) Pěrědjuk, wo die bei abnehmender Größe sich immer mehr der Leistform nähernden Kristalle durchschnittlich die nachfolgenden Dimensionen besitzen: α) 6×5 mm, β) $0{,}8 \times 0{,}4$ mm, γ) $0{,}06 \times 0{,}012$ mm. Im Amphiboldacit des Ganges, der 100 m unterhalb Nangah Pěmali im S^ei^ (Sungei-Fluß) Embahoe aufsitzt, kann man die Feldspatkristalle nach der Größe sogar in vier, durch Übergänge verbundene Gruppen zerlegen. Skelettförmige Einsprenglinge finden sich in einem hyalopilitischen Dacit (Geschiebe in S^ei^ Sěbilit). Die Zusammensetzung der Feldspäte wechselt zwischen der des Albit und des basischen Labrador; außer den gewöhnlichen Zwillingsgesetzen gelangte Zwillingsbildung nach den Manebacher und Bavenoer, sowie nach mehr komplizierten Gesetzen öfter zur Beobachtung. Zonarstruktur mit oder ohne Rekurrenzen ist oft sehr schön ausgebildet, wobei in einzelnen Gesteinen der Absetzung einer basischen Schicht jedesmal eine Resorption der saureren voranging.

Bei der Gesteinszersetzung entwickeln sich an Stelle des Feldspats die nachfolgenden Mineralien: Quarz, Opal, Albit, Calcit, Ankerit, Magnetit, Hämatit, Limonit, Pyroxen, Amphibol (Aktinolith z. T.), Biotit, Leucit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Titanit, Zeolithe, Pyrit, Pyrrhotin, Turmalin und Granat.

In zwei Amphibolandesiten, Geschieben aus der Riam Někan, entwickelt sich der Opal unter sehr merkwürdigen Umständen. Während der natronreiche peripherische Teil der Feldspateinsprenglinge zunächst ganz frisch bleibt, zieht sich, anscheinend infolge einer Durchdringung mit wässerigen Lösungen, in dem basischen Kern der Albitbestandteil fleckig zusammen, wodurch eine Entmischung zu einem albitischen und einem kalkreichen Teile eingeleitet wird, welche durch Impfung allmählich nach der Peripherie fortschreitet. Die sich in dieser Weise nach außen über stets saurer werdende Schalen ausdehnende Entmischung nimmt nun plötzlich ein Ende, sobald eine Schale von einer gewissen Azidität — durch die obwaltenden physikochemischen Faktoren der Entmischung als Grenze gesetzt — erreicht wird. Der Kristall besteht sodann aus einem in zwei perthitisch miteinander verwachsenen Individuen aufgelösten Kern nebst einem gegen diesen durch eine scharfe Linie abgegrenzten, schmalen, frischen Saum. Während im Saume der Opal zwischen den Schalen mit abweichender Azidität eindringt, bildet er sich im Kerne an der Grenze der albitischen und kalkreichen Flecken. Nachdem die letzteren unter fortschreitender Trübung vollständig aufgezehrt, findet der Prozeß durch die Opalisierung der bis dahin frischen albitischen Flecken sowie der letzten Reste der saueren peripherischen Schalen seinen Abschluß. Die kleineren Einsprenglinge opalisieren ohne vorhergehende Entmischung.

Mit der Opalisierung der Einsprenglinge geht fast ausnahmslos eine mehr oder weniger vollständige Verkieselung der Grundmasse Hand in Hand, wobei das Bindemittel der opalisierenden Grundmassefeldspate jedoch meistens durch Quarz ersetzt wird. Die Struktur der Grundmasse bleibt dabei durchgehends erhalten. Der Opal ist fast immer postvulkanischen Ursprunges, nur hie und da Verwitterungsprodukt.

In einzelnen Gesteinen wird der Feldspat ganz oder teilweise durch einen Ca-Zeolith ersetzt, der nicht mit einem der bekannten Zeolithen identifiziert werden konnte. Derselbe bildet auch auf feinen Klüften schöne radialstrahlige Aggregate. Der Zeolith besitzt eine positive Doppelbrechung, welche jener des Quarzes ungefähr gleichkommt, dieselbe eher noch ein wenig übertrifft. Die Brechungsindizes liegen etwas unter jenen des Skolezits; die Richtung des kleinsten Index bildet mit der Stengelachse einen Winkel von ca. 12^0. Achsenwinkel bedeutend; Zwillingsbau ist sehr verbreitet; örtlich tritt eine gute Spaltbarkeit nach zwei ungefähr senkrecht zueinander stehenden Richtungen auf.

In einem goldführenden Amphibolandesit, Geschiebe im S^{ei} Těbáung, $\frac{1}{2}$ km unterhalb Nangah Sěbilit, sind an Stelle des Plagioklases sekundärer Amphibol, Biotit und Stengelaggregate von Turmalin getreten. Granat findet sich als Zersetzungsprodukt des

Plagioklases in zwei Gesteinen. Im Amphibolandesit, der am Westabhang des Bukit Ujan in einer Höhe von 300 m ansteht, bildet derselbe hell fleischfarbene, unregelmäßige, nur hie und da von einzelnen Kristallflächen begrenzte Körner, die durch einen trüben Hof, worin Chloritblättchen und Körner von Calcit und Titanit liegen, umgeben sind. Im Amphibol-Biotit-Andesit des Fundortes unterhalb der Stromschnelle Bugang im Sei Embahu bestehen die Plagioklaspseudomorphosen aus einem Aggregate von Calcitkörnern, die häufig die zentraleren Partien einnehmen, mit Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Granat, Pyroxen, Titanit, Magnetit, Chlorit, Sericit und Quarz. Der Granat bildet sowohl kompakte Kornanhäufungen wie scharfe Kristalle, die von (110), oft mit (211) kombiniert, begrenzt sind. Als Einschlüsse kommen alle genannten sekundären Mineralien gelegentlich vor.

In vielen Gesteinen sind die Amphiboleinsprenglinge von einem dichten Mineralienkranze umgeben, der keiner magmatischen Resorption seine Entstehung verdankt, wenn derselbe auch ganz diesen Eindruck hervorruft. Derselbe tritt nämlich auch um Amphibolkristallen auf, die in Plagioklaseinsprenglingen derart eingeschlossen sind, daß eine Resorption durch das Magma vollständig ausgeschlossen erscheint. Die Mineralien des Kranzes sind: Amphibol, Biotit, Pyroxen, Magnetit und Apatit; sie kommen nicht immer miteinander vergesellschaftet vor, im besonderen trifft man nur selten Pyroxen neben Biotit an. Sowohl der Pyroxen wie der Biotit oder auch der Amphibol kann im Kranze überwiegen. Dieser Zersetzungskranz zieht sich nicht immer regelmäßig, mit ungefähr gleichbleibender Breite, um den Amphibolkristall herum. In den meisten Fällen dringen die Mineralien auf den Rissen in den durch Auslaugung blaugrüne bis bläuige Farben annehmenden Kristall ein, lösen denselben allmählich in Bruchstücken auf und verdrängen auch diese schließlich vollständig. Von den Einsprenglingen aus verbreiten sich die sekundären Mineralien über die ganze Grundmasse des Gesteins. Der Pyroxen wächst dabei oft zu größeren Körnern an, welche die Mesostasis verdrängen und die frischen Plagioklaskristalle der jüngsten Generation als Einschluß in sich aufnehmen. Merkwürdig ist die Anhäufung von Apatitkriställchen und -körnern in dem Zersetzungskranze; der Apatit umschließt öfter zweifellos sekundäre Magnetit- und Augitkörner, wodurch die Folgerung berechtigt erscheint, daß der Kranz thermalen Vorgängen und nicht der normalen Verwitterung seine Entstehung verdankt. Die beschriebene Umsetzung findet sich in typischer Weise in Gesteinen, die einer tiefgehenden Opalisierung, Verquarzung und Albitisierung anheimgefallen sind.

Bemerkenswert ist die ebenfalls durch postvulkanische Prozesse veranlaßte Umsetzung des Amphibols in ein Gemenge von Granat, Pyroxen, Calcit, Sericit, lokal mit Quarz, Aktinolith,

Epidot und Zoisit, im obengenannten Amphibol-Biotitandesit unterhalb der Bŭgang-Stromschnelle.

In den propylitischen Gesteinen zerfallen die Amphiboleinsprenglinge in parallele oder wirre Aggregate von aktinolithischem oder glaukophanoidem Amphibol, welche oft die Pseudomorphosen noch mit einem breiten, losen Kranze umgeben; weiter Chlorit, der sich ebenfalls netzförmig über die Grundmasse verbreitet, Epidot, Calcit, Ankerit und Quarz. In einzelnen Fällen bestehen die Pseudomorphosen fast ganz aus Epidot. In einem Propylit, Geschiebe in S^ei^ Sĕbilit, ± 3 km oberhalb Kĕbijan, tritt in den Pseudomorphosen, wie auf Äderchen und in winzigen Hohlräumen, mit Pyrit und Pyrrhotin verwachsen, ein dunkelgrüner Chlorit auf. Dieser bildet feinblätterige Aggregate; Kristallformen kommen nur äußerst selten zur Entwicklung und lassen dann sechsseitige Täfelchen mit Winkeln von ca. 120° erkennen. Die Täfelchen sind spröd, brechen leicht bei Druck; sie besitzen eine gute Spaltung nach (001), die Spaltfläche zeigt einen ausgezeichneten Perlmutterglanz. H = 2,5; G = 2,86. Zu einer quantitativen chemischen Analyse reichte das Material leider nicht aus: es war jedoch möglich, dasselbe als ein wasserhaltiges Al-Mg-Fe-Silikat zu bestimmen. Geglüht nimmt es den Glanz und ungefähr die Farbe des Biotits aus dem bekannten Glimmerperidotit des Kaltetales bei Harzburg an; in Säuren löst sich das Mineral äußerst schwierig; mit konz. H_2SO_4 gekocht, tritt nur eine feine Ätzstreifung senkrecht zum Kristallumrisse hervor unter gleichzeitiger Bleichung und schwacher Braunfärbung. Der Pleochroismus bewegt sich zwischen grasgrün und hellgrün bis fast farblos, n = 1,635. $\gamma - \alpha = 0{,}007$. 2V ist sehr klein; die scharfe Bissektrix steht senkrecht zu (001), der optische Charakter ist negativ. Durch den hohen Brechungsindex unterscheidet sich dieser Chlorit merklich von den meisten bekannten Chloritvarietäten.

Wo bei der Gesteinszersetzung der normalen Verwitterung die Hauptrolle zufällt, treten Calcit und Chlorit in den Pseudomorphosen in den Vordergrund.

Der Pyroxen fehlt den Gesteinen des westlichen Müllergebirges fast vollständig. Nur ein Basaltgeschiebe in S^ei^ Sĕbilit führt Augit: im Andesit unterhalb der Bugang-Stromschnelle wurde eine granathaltige Pseudomorphose angetroffen, die mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit — jedoch nicht mit hinlänglicher Sicherheit — auf Pyroxen zurückgeführt werden konnte. Außer Granat enthielt dieselbe Calcit, Chlorit, Magnetit, Titanit, nebst einzelnen Körnern von Augit.

Ein nach einer Fläche der Zone (001) : (130) verzwillingter Biotiteinsprengling findet sich in einem Andesit vom Westabhang des Bukit Ampan. Die Zersetzung des Biotits liefert wenig Interessantes.

Die Grundmasse ist nur bei den jüngeren Gesteinen frisch und teilweise glasig; in den Gesteinen der älteren Reihe dagegen ausnahmslos mehr oder weniger stark zersetzt. Es bilden sich darin die nachfolgenden Mineralien und Zersetzungsprodukte: Augit, Apatit, Turmalin, Granat, Pyrit, Pyrrhotin und Gold, welche immer, und Quarz, Opal, Albit, Biotit, Amphibol, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Zeolithe, Titanit, welche fast immer postvulkanischen Prozessen ihren Ursprung verdanken; weiter Chlorit, Sericit, Calcit, Ankerit, Limonit, Hämatit und Magnetit, welche außer in den Propyliten durchgehends als Produkte einer normalen Verwitterung aufzufassen sind.

Nochmals über das Alter des Thüringischen Lösses.

(Entgegnung auf die Antwort des Herrn Wüst.)

Von **L. Siegert, E. Naumann und E. Picard.**

Berlin, den 4. April 1911.

In seiner Antwort in No. 12 und 13 dies. Centralbl. 1910 macht E. Wüst einen völlig mißglückten Versuch, unsere Ausführungen „Über das Alter des Thüringischen Lösses" (dies. Centralbl. 1910. No. 4) zu widerlegen. Wir beschränken uns in der folgenden Entgegnung, die uns aus äußeren Gründen erst jetzt möglich ist, nur kurz auf eine sachliche Berichtigung der wesentlichen Punkte dieser Arbeit und verzichten darauf, auf die vom Hauptthema abschweifenden Erörterungen, die nur geeignet sind, dem Leser den Kernpunkt der Streitfragen zu verhüllen, zu erwidern. Der Einfachheit halber schließen wir uns der von E. Wüst gegebenen Disposition des Stoffes an.

Zu I. 1:

Wüst hat zwar nicht direkt ausgesprochen, daß er die glänzenden Resultate der Lößforschung in anderen Gebieten auch in Thüringen erzielt zu haben glaubt. Dieser Eindruck wird jedoch dadurch erweckt, daß er in seiner Kritik betr. „Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes" als Publikationen, die Wahnschaffe übersehen haben soll, fast ausschließlich seine eigenen Publikationen anführt.

Zu I. 2:

Keilhack hat den Gedanken ausgesprochen, daß die im Mittel- und Oberrheingebiet beobachtete Zweigliederung des Lösses auch für den norddeutschen Randlöß *wahrscheinlich* gemacht sei. Wüst schreibt hingegen: „. . . . Keilhack beschrieb in dieser Mitteilung zum ersten Male Profile, welche *unverkennbar* (im Original nicht gesperrt) Profile mit älterem und jüngerem Lösse

im Sinne Schumacher's darstellen." Wir halten somit unsere Behauptung vollkommen aufrecht.

Zu I. 3:

Keilhack hielt seinen Vortrag in der Novembersitzung 1898 der deutschen geologischen Gesellschaft. Wüst's Arbeit „Eine alte Verwitterungsdecke im Diluvium der Gegend von Sonnendorf bei Gr. Heringen" erschien in Heft 4/5 der Zeitschrift für Naturwissenschaften am 25. Februar 1899. Demnach hat Keilhack die Priorität, auch wenn sein Vortrag gedruckt erst am 12. Juni 1899 erschien.

Zu I. 4:

Wüst sucht mit spitzfindigen Erörterungen die Aufmerksamkeit des Lesers abzulenken. Die Hauptsache ist, daß Wüst für das Profil von Elxleben einen älteren Löß in seiner ersten Arbeit 1899 leugnet, während er 1909 schwankend ist, ob er in diesem Profil älteren und jüngeren Löß im Sinne Schumacher's erkennen darf, dagegen die Profile bei Altenburg als beweiskräftig betrachtet.

Zu I. 5:

Die kritische Betätigung des Herrn Wüst in der Lößfrage vor dem Erscheinen von Wahnschaffe's „Oberflächengestaltung . . . .", die wir ebenso wie Wahnschaffe übersehen haben sollen, beschränkt sich auf 3 Referate mit insgesamt 11 Zeilen, in denen z. T. nichts Neues gesagt wird, z. T. nur Behauptungen ohne jegliche Andeutung von Beweisen aufgestellt werden. Es ist nicht üblich, Referate, auch wenn sie kritisch sind, als selbständige Publikationen bezw. als Literatur, die unbedingt zu berücksichtigen ist, anzuerkennen. Gerade der vorliegende Fall ist bezeichnend für das auch sonst hervortretende übertriebene Selbstgefühl des Herrn Wüst.

Zu I. 6:

Es ist uns nicht entgangen, daß die Arbeit von Hahne und Wüst („Die paläolithischen Fundschichten . . . .") 5 Monate 10 Tage früher erschienen ist, als die Arbeit von Wüst in Heft 1/2 der Zeitschrift für Naturwissenschaften. Bd. 80. Dadurch erfährt unser Einwand, daß Wahnschaffe diese Arbeiten für seine „Oberflächengestaltung . . . ." nicht mehr benutzen konnte, keine Berichtigung.

Zu I. 7:

Es ist uns ebensowenig entgangen, daß Herr Wüst in späteren Arbeiten von der Geikie'schen zu der Penck'schen Gliederung übergegangen ist. Wir hatten keine Veranlassung, diesen Wechsel in der Anschauung des Herrn Wüst besonders zum Ausdruck zu bringen, da die Ordnungszahlen der Eiszeiten auf Grund beider Hypothesen dieselben bleiben.

Zu I. 8:

Unsere Darstellung behält ihre volle Gültigkeit; denn wenn Herr Wüst den Sonnendorfer Löß in das Interglazial III stellt,

so verstehen wir nicht, wie er jetzt behaupten kann, daß dieses Profil keinerlei Wert für die Gliederung des Thüringer Lösses habe.

Herr Wüst beklagt sich darüber, daß wir uns zu eingehend mit seinen zwei kleinen Arbeiten aus dem Jahre 1899 beschäftigen, die Ansichten enthalten, welche er in seinen späteren Arbeiten aufgegeben habe. Wenn er über diese Arbeiten selbst so gering urteilt, so sollte man doch annehmen, daß er sie selbst auch nicht zitierte. Weit gefehlt! Herr Wüst hat das Malheur, diese beiden kleinen und veralteten Arbeiten in seinen letzten Arbeiten ausdrücklich zu zitieren. Vielleicht teilt Herr Wüst einmal in einem seiner beliebten Autorreferate mit, welche Stellen der beiden kleinen Arbeiten ihm für künftige Zitate angenehm sind und welche man taktvollerweise zu übergehen hat. Wenn Herr Wüst dazu pathetisch fragt: „Was würde Herr Siegert dazu sagen, wenn heute jemand seine 1898 veröffentlichte Ansicht, daß das nordwestliche Sachsen nur in einer Eiszeit vereist gewesen sei, einer ähnlichen Kritik unterwerfen wollte?!", so soll ihm die Antwort nicht vorenthalten sein: Der Betreffende hätte sich nicht einmal die Mühe gemacht, die Einleitung der Abhandlung von L. Siegert zu lesen, sonst würde er gesehen haben, daß L. Siegert die ihm zugeschriebene Ansicht keineswegs selbst aufstellt, sondern einfach als die damalige Ansicht der sächsischen Geologen referierend erwähnt.

Zu I. 9:

Wenn Herr Wüst bei der Abfassung seiner Arbeit „Die Gliederung und die Altersbestimmung . . . ." noch schwankend war, ob das Elxlebener Profil für die Gliederung der Thüringer Lößablagerungen in mehrere Lößformationen, die mit der älteren und jüngeren Lößformation Schumacher's und der oberrheinischen Geologen unverkennbar übereinstimmen, geeignet ist, so hätte er besser getan, dieses Profil überhaupt nicht zu erwähnen. Die völlig überflüssige Erwähnung dieses Profiles mußte unbedingt den Eindruck erwecken, als ob Herr Wüst demselben besondere Bedeutung zumißt.

Zu I. 10:

Herr Wüst befindet sich in einem starken Irrtum, wenn er denkt, wir wollen ihn über die Methoden der Altersbestimmung diluvialer Ablagerungen belehren. Aus den Arbeiten des Herrn Wüst geht hervor, daß er zwar die von uns angeführten längst bekannten Mittel, das Alter diluvialer Ablagerungen zu bestimmen, theoretisch richtig angegeben hat, daß es ihm aber — infolge unzureichender Arbeit im Felde — nicht möglich war, zu zeigen, daß er diese theoretische Erkenntnis auch praktisch zu verwerten vermocht hat. Wir könnten zahlreiche Stellen aus Wüst's Arbeiten anführen, in denen er seine Gliederung ausschließlich paläontologisch begründet. Es ist bezeichnend, daß Herr Wüst in seiner Antwort die Zeilen zitiert, in denen er die Methoden der

Diluvialgliederung richtig erläutert, dagegen verschweigt, daß er im Anschluß an die zitierte Stelle [p. 25—34] ausführt, daß es ihm nicht möglich war, sie zu verwerten. Die Arbeiten von Henkel, Wagner, Michael, der Königl. Geologischen Landesanstalt u. a. haben gezeigt, daß die von Herrn Wüst so stark betonten Schwierigkeiten bei gründlicher Feldarbeit sich wohl überwinden ließen und zu positiven Ergebnissen führten.

Zu I. 11:

Herr Wüst umgeht den Kernpunkt unseres Einwandes auch hier wiederum vollständig. Er verteidigt sich ausschließlich dagegen, daß wir ihm einen mehrfachen Wechsel seiner Anschauungen über das Alter der Taubacher Ablagerungen vorwerfen. Wir haben dies aber nur als Beispiel von vielen hingestellt für den häufigen Wechsel in den Anschauungen des Herrn Wüst, der sich „dadurch erklärt, daß Wüst seine Ansichten verfrüht und ungeklärt veröffentlicht und gern Vermutungen als tatsächliche Ergebnisse ausgibt und weitgehende Schlüsse daraus zieht, von denen dann und wann einer einmal zutreffen mag.“ Inzwischen hat auch A. Weiss[1] p. 46 „auf den groben Unfug des Herrn Wüst hingewiesen, halbreife Publikationen in die Welt zu setzen.“ Wir haben außerdem ausdrücklich betont, daß „man niemand einen Vorwurf daraus machen wird, wenn er, mit neuen Beobachtungen fortschreitend, seine Ansichten ändert“.

Der gegen E. Naumann gerichtete Angriff ist völlig verfehlt, da es sich hier um betriebstechnische Schwierigkeiten beim Druck der amtlichen Publikationen handelt, über die Herr Wüst selbstverständlich kein Urteil haben kann.

Zu dem anderen Angriff erwidert L. Siegert: Was den Vorwurf anbetrifft, daß ich meine Ansicht über die Grenze der Halleschen gegen die Mansfelder Mulde in einem Jahre dreimal geändert habe, so ist einmal der Gegensatz, den Herr Wüst zwischen der Darstellung in der Erläuterung zu Bl. Halle Süd und in der Arbeit „Das Grenzgebiet zwischen der Mansfelder und der Halleschen Mulde in der Gegend von Halle a. S.“ zu finden glaubt, überhaupt nicht vorhanden; die abweichende Darstellung in der Erläuterung zu Bl. Merseburg Ost beruht auf einem Versehen. Selbstverständlich muß es heißen „Verschiebung um über 1000 m“ statt „Verwerfung . . . .“. Ich kann Herrn Wüst verraten, daß ich bei der Korrektur dieses Versehen auch bereits bemerkt und abgeändert hatte, der Setzer aber leider diese Korrektur übersehen hat. Immerhin bin ich Herrn Wüst dafür dankbar, mich darauf aufmerksam gemacht zu haben. Im Ernst wird Herr Wüst

---

[1] A. Weiss, Das Pleistocän der Umgegend von Weimar. 1910. Hildburghausen, Druck und Verlag von Gadow und Sohn.

ja selbst nicht annehmen, daß ich beim Abschluß einer langjährigen Kartierungsarbeit in drei, innerhalb weniger Wochen erschienenen Arbeiten drei prinzipiell verschiedene Ansichten vertrete. Wer außerdem, wie Herr Wüst, weiß, daß ich durch den Nachweis, daß der „Untere Buntsandstein“ bei Gansauges Weinberg „Rotliegendes“ ist, überhaupt die alte Annahme beseitigt habe, daß die sogen. Hallesche Verwerfung eine erhebliche Sprunghöhe besitzen könnte, wer weiß, daß ich in meiner Beschreibung des Untergrundes der Stadt Halle a. S. später dieselbe Ansicht auch auf das Stadtgebiet ausgedehnt habe, daß ich die gleiche Ansicht in der oben genannten Abhandlung „Das Grenzgebiet ....“ ausführlich begründet habe und daß in den Erläuterungen zu Bl. Halle Süd nichts Widersprechendes steht, der wird sich billigerweise sagen, daß die Angabe in den Erläuterungen zu Bl. Merseburg Ost auf einem Versehen beruhen muß.

Zu I. 12:

Unsere Ausführungen über die Widersprüche in den Anschauungen des Herrn Wüst werden durch seine spitzfindigen Erörterungen in keiner Weise widerlegt. Herr Wüst dürfte doch selbst nicht glauben, daß er bereits im Jahre 1899 seine „jüngste Lößformation“ gekannt habe.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß es Herrn Wüst in keinem einzigen Falle gelungen ist, „falsche Angaben“ nachzuweisen, die wir über seine Veröffentlichungen gemacht haben sollen. Seine Methode bestand vielmehr darin, durch Bemerkungen über allerlei Nebensächlichkeiten die Aufmerksamkeit des Lesers von den Hauptpunkten unserer Angriffe, die wir vollkommen aufrecht erhalten, abzulenken.

Zu II. 1:

In diesem Abschnitt, der nebenbei bemerkt in seinem letzten Satz eine stilistische Musterleistung enthält, verteidigt sich Herr Wüst gegen eine Behauptung, die wir nie ausgesprochen haben. Daß der hellgelbe Gehängelöß E. und der tiefer gelegene, dunkel gefärbte Löß verschiedenen Alters sind, ist selbstverständlich und von uns ausdrücklich hervorgehoben worden. Im übrigen wiederholen wir hier, daß wir die Färbung einzelner Lößschichten nicht als ausschlaggebend für die Gliederung des Lösses in Lößformationen betrachten.

Zu II. 2:

Wir wissen sehr wohl, daß Herr Wüst in den speziellen Aufschlüssen bei dem Dorfe Taubach keinen „Pariser“ beschrieben hat. Wir haben als „Taubacher Profil“ die Profile bei Weimar, Ehringsdorf und Taubach kurzer Hand vereinigt. Daß Herrn Wüst dies nicht entgangen ist, geht aus seinem Satz 4 l. c. p. 408 deutlich hervor. Diesen äußeren Anlaß benutzte Herr Wüst, um

dem ihm gemachten schweren Vorwurf eines groben Beobachtungsfehlers auszuweichen. Vergl. auch Weiss, l. c. p. 50 Abschn. 2.

Zu II. 3:

Es erübrigt sich, auf diesen Punkt näher einzugehen, da Herr Wüst selbst zugibt, daß er diese so nahe bei Halle a. S. gelegenen Profile nicht aus eigener Anschauung kennt. Das Urteil des Herrn Wüst hat deshalb für uns auch keine Bedeutung.

Zu III. 1:

Aus seinen bisherigen Arbeiten konnte Herr Wüst offenbar keine einwandfreien Profile für das Vorhandensein von drei Lößformationen zitieren, sonst würde er es sicher getan haben. Damit ist die Berechtigung unseres Vorwurfes anerkannt. Das erst nachträglich in Reichardt's Arbeit beschriebene Profil (Zeitschr. f. Naturw. 1909. 81., erschienen den 10. März 1910) bei Schmira können wir auf Grund unserer im Herbst 1910 dort gemachten Beobachtungen nicht als beweiskräftig für das Vorhandensein von drei Lößformationen betrachten; wir werden darauf an anderer Stelle zurückkommen.

Der handgreifliche Widerspruch, den Herr Wüst in den von ihm angeführten Stellen findet (vergl. auch p. 410, letzter Abschnitt), existiert in Wirklichkeit nicht, sondern ist von ihm erfunden, indem er die Bedeutung der von Siegert angeführten „ganz jungen Überwehungen" völlig verkannt und dieselben in einem für seine Hypothese brauchbaren Sinne gedeutet hat. So kommt Herr Wüst zu einem Angriffspunkt, der ihm schöne Gelegenheit gibt, sich in groben Beleidigungen und Verdächtigungen der Gegner zu ergehen.

Zu III. 2:

Auf die Spitzfindigkeiten und Wortklaubereien, die diesen Abschnitt im wesentlichen ausmachen, wie der sinnreiche Unterschied zwischen Gründen „gegen die Parallelisierung und solchen gegen die Sicherheit der Parallelisierungen" brauchen wir nicht näher einzugehen. Den von Herrn Wüst gegen unsere Gründe erhobenen Einwand können wir nicht anerkennen, wie wir in unserer Arbeit bereits dargelegt haben. Die Unsicherheit der von Wüst vorgenommenen Parallelisierung bleibt, trotzdem er neue Hypothesen hinzufügt, für uns ebenso bestehen wie zuvor.

Zu III. 3:

Aus den hier gemachten Ausführungen. die nichts Wesentliches zur Klärung beitragen, sei das Geständnis des Herrn Wüst hervorgehoben: „in meinem Lößaufsatz bin ich auf die Lagerungsbeziehungen unserer Lösse zu den Flußterrassen nicht eingegangen". Der einzig mögliche Weg einer exakten Beweisführung für das Alter der Lösse ist also von Herrn Wüst nicht betreten worden.

Zu dem besonderen Angriff bemerkt E. Naumann: Zwischen meiner Darstellung des Kapitels über den Löß in der Erläuterung

zu Bl. Jena, 3. Auflage, und der in unserer gemeinsamen Arbeit besteht lediglich der Unterschied, daß in der Erläuterung die Möglichkeit, die Entstehung der Lößablagerungen „in die Zeit zwischen der ältesten interglazialen Saaleterrasse und der älteren Alluvialzeit“ zu verlegen offen gelassen wird, und zwar, weil zur Zeit der Drucklegung auf Grund der Profile auf Bl. Jena keine bestimmtere Angabe als diese sehr weit gefaßte möglich war. In der gemeinsamen Arbeit stellen wir für ein bestimmtes größeres Gebiet den Löß dagegen „frühestens in die II. Interglazialzeit“, sehen ihn aber „mit größerer Wahrscheinlichkeit als postglazial“ an, also eine viel engere Grenzziehung. Darin, daß ich von meiner weiteren Grenzziehung zu einer engeren übergehe, kann ich keinen Widerspruch finden. Eine ausführlichere Begründung jener älteren Ansicht ist in der knappen Form der Erläuterung von mir absichtlich vermieden worden. Daß meine Darstellung in der Erläuterung zu Bl. Jena mit der von E. Wüst hier auch einmal übereinstimmt, ist rein zufällig. Schließlich bemerke ich, daß ich dem von E. Wüst zitierten Passus aus der Erläuterung zu Bl. Jena nicht die Wichtigkeit beimesse, wie Herr Wüst, der sich sogar, um seiner Anfrage den nötigen Nachdruck zu verleihen, mit Fettdruck an mich wendet. So sehr ich mich freuen werde, wenn in den Ansichten über das Alter des Thüringischen Lösses eine einheitliche Auffassung erzielt werden wird, so sehr muß ich im Hinblick auf einige weitere Profile davor warnen, für Thüringen das Vorhandensein einer älteren Lößformation zu proklamieren, bevor der exakte Nachweis dafür erbracht worden ist. Herr Wüst täte wahrhaftig besser, sich mehr als bisher durch exakte Beobachtungen an der Erforschung des Diluviums zu beteiligen, statt unsere Entgegnungen mit äußeren Mitteln zu bekämpfen.

Zu IV.:

Wenn Herr Wüst behauptet, daß wir seine Anschauungen mehrfach bestätigt haben, so können wir darin, daß spätere Beobachtungen von uns mit irgend einer der zahlreichen unbegründeten Hypothesen des Herrn Wüst übereinstimmen, nur ein Spiel des Zufalls erblicken und Herrn Wüst zu seinem optimistischen Glauben, daß durch unsere Kritik „seine Gliederung und Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens nicht im mindesten erschüttert wird“, nur beglückwünschen. Unsere Angriffe gelten nicht nur der durchaus unzureichenden Altersbestimmung der Lößablagerungen, sondern auch der unverantwortlichen Leichtfertigkeit und Anmaßung, mit der Herr Wüst seine unsicheren und hypothetischen Ergebnisse veröffentlicht. Unsere Kritik beleuchtet dies mit einer wohlberechtigten Schärfe, ist aber durchaus sachlich gehalten. Daß Herr Wüst trotzdem „zahlreiche kleinliche und gehässige persönliche Angriffe“ darin zu finden glaubt, liegt daran, daß seine Arbeiten dank der angenehmen Methode, sich selbst zu referieren,

bisher überhaupt keine Kritik von anderer Seite erfahren haben. Wie eine solche Kritik ausfällt, zeigt die inzwischen erschienene Arbeit von A. Weiss „Das Pleistocän der Umgegend von Weimar“, die ein geradezu vernichtendes Urteil über einen Teil der Arbeiten des Herrn Wüst fällt. Aus dem Umstand, daß wir in unseren Arbeiten dann und wann einzelne Arbeiten des Herrn Wüst nicht erwähnt haben, mag Herr Wüst den Schluß ziehen, welchen Wert wir denselben beilegen; eine Unterdrückung aus persönlichen Gründen hat in keinem Falle stattgefunden! Unser heutiges Urteil stand auch bereits 1908 fest, also zu einer Zeit, wo er mit der Menge der ihn betreffenden Zitate in unseren Arbeiten bis zu einem bestimmten Grade zufrieden war.

Zu dem besonderen Angriff bemerkt L. Siegert: Ich verdanke Herrn Wüst allein, daß er mich zu einigen aus der Literatur bekannten, von K. v. Fritsch beschriebenen, aber in dem inzwischen teilweise bebauten Terrain der Stadt Halle a. S. für mich nicht mehr auffindbaren Punkten führte. Wenn Herr Wüst Wert darauf legt, seien diese kleinen Führerdienste gern anerkannt. Die von Herrn Wüst behauptete völlige Übereinstimmung unserer beiderseitigen Darstellung des Rotliegenden ist nicht vorhanden; Herr Wüst kennt und beschreibt das in Frage kommende Gebiet nur sehr unvollkommen; ist ihm doch ein ganzer Horizont entgangen; hat er es doch nicht für nötig gehalten, die wichtigen, aber etwas beschwerlich zu untersuchenden Aufschlüsse im Tunnel der Kohlenbahn auch nur zu erwähnen. Es liegt mir fern, die Gegenfrage aufzuwerfen, wieviel Herr Wüst etwa auf jenem Spaziergang von mir profitiert hat. Die dreiste Anmaßung, daß meine Darstellung des Oberrotliegenden auf seiner persönlichen Demonstration im Gelände beruhe, weise ich hiermit als unwahr zurück.

Wenn ein unbefangener Leser den sodann folgenden Entrüstungsschrei des Herrn Wüst liest, daß ich „von seinen Funden sogar die interessanten, offenbar zu *Pleuromeia* gehörigen Sporen unterdrückt“ habe, so muß er denken, daß hier eine große Entdeckung des Herrn Wüst dem Leser böswillig vorenthalten würde. In Wirklichkeit hat Herr Wüst bei Halle a. S. Sporen gefunden, die wahrscheinlich zu der seit 1850 aus der weiteren Umgebung von Halle a. S. und anderen Orten bekannten und oft beschriebenen *Pleuromeia* gehören. Solange dieser Nachweis nicht mit Sicherheit erbracht ist, liegt keine Veranlassung vor, diese Beobachtung in die für einen weiteren Leserkreis bestimmten Erläuterungen aufzunehmen.

Zu einem weiteren Angriff bemerken E. Naumann und E. Picard: Die hochgelegenen alten Saaleschotter wurden bereits von dem kartierenden E. E. Schmid erkannt und sind in der Erläuterung zu Bl. Naumburg und Bl. Stössen kurz beschrieben worden. Die wichtigste Beobachtung, daß dieser Saalelauf im Bereich des Bl.

Naumburg eine Ilm noch nicht aufgenommen hatte, ist zuerst von E. Zimmermann gemacht worden. Da die Arbeiten des Herrn Wüst nur eine etwas eingehendere petrographische Beschreibung dieser Schotter ergeben haben, hinsichtlich der Altersbestimmung jedoch durch unsere Arbeiten hinfällig geworden sind, so erschien es uns überflüssig, diese Arbeiten besonders zu erwähnen. Wir geben ohne weiteres zu, daß Herr Wüst zuerst die Vermutung eines präglazialen Ilmlaufes über die Finne bei Rastenberg ausgesprochen hat; da jedoch der tatsächliche Beweis für diese Annahme durch Auffindung von Schottern von E. Zimmermann und Michael erbracht worden ist, kann E. Wüst nicht als „Begründer“ dieses Ilmlaufes angesehen werden und nicht beanspruchen, in dieser Frage besonders zitiert zu werden.

Wir könnten ja nun demonstrieren, wie oft es Herr Wüst selbst unterlassen hat, andere Autoren zu zitieren; speziell könnte L. Siegert an einem höchst charakteristischen Beispiel zeigen, wie Herr Wüst bemüht ist, mit allerlei Mittelchen sich den Anschein zu geben, als ob er an dem Nachweis, daß Rabutz dem II. Interglazial angehört, auch beteiligt sei. Allein wir glauben nicht, daß irgend jemand aus dem Leserkreise Interesse daran hat, ob Herr Wüst uns ein paarmal mehr oder weniger zitiert; uns selbst ist es auch gleichgültig. Wer sich für das Verhalten des Herrn Wüst in bezug auf das Zitieren anderer Autoren interessieren sollte, den können wir außerdem auf die Arbeit von A. Weiss verweisen, der ausführlich zeigt, wie Herr Wüst ältere Autoren unterdrückt, um sich selbst in den Vordergrund zu drängen.

Wir halten also alle wesentlichen Punkte der von uns gemachten Ausstellungen in den Arbeiten des Herrn Wüst aufrecht. Hiermit ist für uns diese Polemik erledigt. Auf die zahlreichen beleidigenden persönlichen Bemerkungen des Herrn Wüst auch nur ein Wort zu erwidern, ist unter unserer Würde. Wir überlassen dem Leser das Urteil über diese Kampfesweise.

Besprechungen.

N. H. Winchell and Alexander N. Winchell: Elements of optical mineralogy, an introduction to microscopic petrography with description of all minerals whose optical elements are known and tables arranged for their determination microscopically. New York bei D. van Nostrand company. 502 p. Mit 4 Taf. und 350 Textfig.

Das Buch schließt sich an die älteren englisch geschriebenen Werke von Luquer, Iddings und Johannsen an. Es will die Prinzipien und Methoden, sowie die Ergebnisse der optischen Mineralogie so klar und präzis als möglich wiedergeben, daß es als ein nach dieser Richtung vollständiges Hilfsbuch für Studenten dienen kann. Die bisherige Literatur ist ziemlich ausgiebig benützt, namentlich die einschlägigen Werke von Fouqué, Michel-Lévy und Lacroix, aus denen auch sehr viele Abbildungen übernommen worden sind. Eigene neue Untersuchungen wurden von den Verfassern zum Zweck dieses Buches nicht angestellt. Die ersten 100 Seiten geben eine allgemeine Einleitung in die Optik und in die allgemeine Mineralogie, besonders die Kristallographie, wobei ausschließlich die Miller'schen Indizes zur Verwendung kommen. Daran schließt sich die Anwendung des polarisierten Lichtes auf die Untersuchung der kristallisierten Substanzen, wobei die wichtigsten Methoden und Instrumente an der Hand zahlreicher, vielfach recht instruktiver Abbildungen besprochen werden. Die größte Ausdehnung (300 Seiten) hat der Abschnitt, in dem die optischen Verhältnisse der einzelnen, nach dieser Richtung mehr oder weniger gründlich untersuchten Mineralien besprochen werden. Es findet keine Beschränkung auf die gesteinsbildenden Arten statt, alle Spezies werden ziemlich gleichmäßig behandelt, ihren besonderen Verhältnissen entsprechend, einige allerdings mit besonderer Vorliebe, wie z. B. die Feldspatgruppe nach dem Vorgang der oben genannten französischen Forscher. Fast jedem Mineral sind Figuren beigegeben, die das optische Schema und auch z. T. andere Eigenschaften veranschaulichen. Die Anordnung der Spezies ist die alphabetische. Den Beschluß macht eine Reihe von Tabellen zur Bestimmung der Mineralien nach ihren optischen Eigenschaften, wobei auch die undurchsichtigen eine eingehende Berücksichtigung finden, u. a. durch Aufnahme der Methode von Königsberger. Auch die mikrochemischen Methoden werden kurz auseinandergesetzt, dabei ist aber unter der Literatur der vortreffliche Leitfaden von Klement und Renard nicht erwähnt. Man darf wohl sagen, daß das gut ausgestattete Buch den Absichten der Verfasser vollständig entspricht und daß es als Lehrbuch für Anfänger sowie als Nachschlagebuch für Fortgeschrittene in gleichem Maße brauchbar ist. **Max Bauer.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Chemische Natur, Bautypus und Vorkommen des Rinneit.

Von **F. Rinne** und **R. Kolb** in Leipzig.

Mit 2 Textfiguren.

1. Chemische Untersuchungen.

Die stoffliche Zusammensetzung des von H. E. Boeke[1] bekanntgegebenen neuen Salzminerals Rinneit wurde von dem genannten Forscher am Vorkommen von Wolkramshausen zu $FeCl_2 . 3 KCl . NaCl$ gefunden. Boeke's Analysenergebnisse und die nach seiner Formel berechneten Werte stimmen recht gut miteinander überein, wie folgende Tabelle zeigt.

	Analyse I	Analyse II	Mittel	Berechnet als FeK_3NaCl_6	Atomverhältnis nach den Mittelwerten
Fe .	13,91 %	13,96 %	13,94 %	13,67 %	1.02
K .	28,68 „	29,11 „	28,90 „	28,71 „	3,02
Na .	5,69 „	5,53 „	5,61 „	5,64 „	1,00
Cl .	51,94 „	51,80 „	51,87 „	51,98 „	6,00
Br .	0,04 „	0,04 „	0,04 „	—	
Sa.	100,26 %	100,44 %	100,36 %	100,00 %	

Anderseits hat O. Schneider[2] über die chemische Zusammensetzung von Rinneit einer anderen Salzlagerstätte (Hildesia bei Hildesheim) nach Angaben der Bergwerksdirektion berichtet. Die Analyse hatte ergeben $FeCl_2$ 26,27 %, KCl 45,80 %, NaCl 27,17 %; Summa 99,24 %. Auf Fe, K, Na und Cl berechnet führt das zu folgenden Gewichtsprozenten und Atomverhältnissen:

Fe	11,58 %	1
K	24,04 „	2,96
Na	10,70 „	2,24
Cl	52,92 „	7,20
Summa	99,24 %.	

[1] H. E. Boeke, Rinneit, ein neugefundenes eisenchlorürhaltiges Salzmineral. Dies. Centralbl. 1909. p. 72.

[2] O. Schneider, Zur Kristallform des Rinneit. Dies. Centralbl. 1909. p. 503.

Die Zusammensetzung des analysierten Materials von Hildesia war also $FeCl_2 . 2,96 KCl . 2,24 NaCl$.

Wie schon O. Schneider bekundet, ist zwar das Verhältnis von $FeCl_2$ zu KCl beim Rinneit von Wolkramshausen und dem Material von Hildesia dasselbe, nämlich 1 : 3, die NaCl-Gehalte weichen indes stark voneinander ab (1 : 2,24). O. Schneider nimmt an, daß auch der Hildesia-Rinneit die Formel FeK_3NaCl_6 habe. Das überschüssige Chlornatrium in der Hildesia-Analyse betrachtet er als mechanisch beigemengt. Bezüglich der Alkalien im Komplex FeK_3NaCl_6 meint er im Hinblick auf die große geometrische Ähnlichkeit des Rinneit mit gewissen Salzen $\overset{II}{M}\overset{I}{M}_4Cl_6$, daß die allgemeine Formel des Rinneit $FeCl_2 . 4 KCl$ sei, wobei K durch Na isomorph vertreten sein könne. Nach ihm wäre in dem Mineral von Wolkramshausen und Hildesia jeweils ein Molekül KCl durch ein Molekül NaCl ersetzt.

Die Annahme eines isomorphen Ersatzes von Kalium durch Natrium bei einem aus wässeriger Lösung, also bei niederer Temperatur entstandenen Salz hat besonderes Interesse, ist aber im Hinblick auf das Verhältnis von K : Na = 3 : 1 im Rinneit doch von vornherein wohl nicht recht wahrscheinlich, da ja bei isomorphen Mischungen entsprechend ihrer Analogie mit Lösungen die Vertretungen nicht in einfachen, sondern in bis zu einem etwaigen Maximum beliebigen Molekularverhältnissen vor sich gehen. Lediglich zufällig könnte beim analysierten Rinneit gerade ein Verhältnis von 3 KCl : 1 NaCl vorliegen, ähnlich wie sich bei Plagioklasen z. B. die Mischung 3 An : 1 Ab gelegentlich findet.

Daher erschienen weitere Untersuchungen an genau auf Reinheit geprüftem Material wünschenswert, um festzustellen, ob bei verschiedenen Vorkommnissen bezw. auch bei künstlichen Krystallisationen das Verhältnis von K : Na im Rinneit konstant oder wechselnd sei.

Da die Analyse des Hildesiamaterials nicht an reinem Material angestellt ist, kann sie für die Verfolgung der aufgestellten Frage nicht einwandfrei verwertet werden. Es wurde daher eine zweite Analyse des Hildesiavorkommens ausgeführt. Die verwendete Menge war unter dem Mikroskop ausgelesen; es gelang dabei leicht, Rinneit und Steinsalz zu trennen, da ersterer sich durch Doppelbrechung vom isotropen Steinsalz auszeichnet.

Die Analyse ergab:

Fe 13,57 %, K 28,99 %, Na 5,69 %, Cl 52,02 %, Mg 0,03 %, SO_4 0,12 %, H_2O 0,02 % oder

$FeCl_2$ 30,91 %, KCl 55,00 %, NaCl 14,36 %, $MgSO_4 . H_2O$ 0,17 %; Summa 100,44 %.

Im verwendeten Material war also eine unbedeutende Menge (0,2 %) Kieserit ($MgSO_4 . H_2O$) enthalten.

Das Atomverhältnis der übrigen Stoffe berechnet sich zu

$$Fe : K : Na : Cl = 1,00 : 3,05 : 1.02 : 6,04.$$

Formel: $FeCl_2 . 3\,KCl . NaCl$.

Es zeigt sich also, daß der von Steinsalzbeimengungen freie Rinneit von Hildesia in der Tat genau die Zusammensetzung des Wolkramshäuser Rinneit hat. Schließlich wurde auch künstlich dargestellter Rinneit analysiert, was bislang noch nicht ausgeführt war. Die Krystallisation geschah nach den Boeke'schen Angaben. Die bis auf 80° erhitzte und mit einigen Tropfen Salzsäure versetzte Lösung der Komponenten wurde in einem zur Verhütung von Oxydationen mit Wasserstoff gefüllten Exsikkator bei 38—40° C eingeengt; sie lieferte nach etwa 30 Stunden viele gut ausgebildete Kristalle der typischen rhombendodekaederähnlichen Form.

Die chemische Analyse ergab:

	Gewichtsprozenten	Atomverhältnis
Fe . . .	13,70	1
K . . .	28.89	3.01
Na . .	5.73	1,01
Cl . . .	51.95	5.98
Summa .	100,27	

Formel FeK_3NaCl_6, wie beim Wolkramshäuser und Hildesheimer Vorkommen.

Nach allem läßt sich der Rinneit nicht als eine isomorphe Mischung $FeCl_2 . 4(KCl, NaCl)$ deuten; vielmehr liegt in ihm das Tripelsalz $FeCl_2 . 3\,KCl . NaCl$ vor.

2. Bautypus.

Im Hinblick auf den oben erwiesenen Umstand, daß der Rinneit nicht der Doppelsalzgruppe $\overset{II}{M}Cl_2 . 4\,\overset{I}{M}Cl$ zugehört, vielmehr ein Tripelsalz $\overset{II}{M}Cl_2 . 3\,\overset{I}{M}Cl . \overset{I}{M}Cl$ mit $\overset{II}{M} = Fe$; $3\,\overset{I}{M} = 3\,K$ und $\overset{I}{M} = Na$ vorstellt, ist es von allgemeinerem Interesse, daß er trotzdem in geometrischer Hinsicht mit den Gliedern der Doppelsalzgruppe sehr große Ähnlichkeit aufweist. Wie Boeke und Schneider bereits betonten, ist die Annäherung eine unverkennbare.

Nach dem Handbuche der chemischen Kristallographie von P. Groth[1] und den Angaben von Johnston-Lavis und Spencer[2] kann man folgende Tabelle aufstellen:

[1] P. Groth, Chemische Kristallographie; erster Teil. 1906. p. 319.
[2] Dies. Centralbl. 1907. p. 601.

		a : c	(10$\bar{1}$1) : ($\bar{1}$101)
CdK_4Cl_6	hexagonal-rhomboedrisch	1 : 0,6067	59° 35′
$Cd(NH_4)_4Cl_6$ . .	„ „	1 : 0,6368	61 10′
$Cd(Rb)_4Cl_6$ . .	„ „	1 : 0,6240	60 50′
$CdNH_{44}Br_6$ . .	„ „	1 : 0,6269	61 2′
$CdRb_4Br_6$ . . .	„ „	1 : 0,6231	60 46′
MnK_4Cl_6 . . .	„ „	1 : 0,5797	57 36′

Beim Rinneit ist in charakteristischer Annäherung an obige Daten nach O. Schneider

$$a : c = 1 : 0,5757 \text{ und } (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 57° 18′$$

nach H. E. Boeke

$$a : c = 1 : 0,5766 \text{ und } (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) = 57° 22′.$$

Dazu kommt, daß Rinneit genau wie die Glieder der Gruppe $\overset{II}{M}\overset{I}{M}_4Cl_6$ ausgeprägt pseudoregulären Typus besitzt, nämlich in seiner Kombination {10$\bar{1}$1}; {11$\bar{2}$0} ganz einem Rhombendodekaeder gleicht.

Diese Umstände führten O. Schneider und auch H. E. Boeke zur oben erwähnten Annahme einer Isomorphie zwischen Rinneit und den erwähnten Gliedern der Doppelsalzreihe. Indes gerade der pseudoreguläre Bau des Rinneits legt die Erwägung nahe, ob nicht hier wie in anderen ähnlichen Fällen lediglich ein Bautypus entsprechend der Isotypie[1] vorliegt, also ein Fall großer Formähnlichkeit, der nicht durch die chemische Verwandtschaft, auch nicht durch Zufall, sondern durch den Umstand bedingt wird, daß bestimmte Bauarten am ehesten verwirklicht werden können. So ist es ja der Fall bei den regulären Substanzen trotz ihrer mannigfach wechselnden chemischen Natur, und eine der regulären Bauart ähnliche tritt in anderen Kristallsystemen unbekümmert um die chemische Art auf, so ein würfelähnliches Rhomboeder z. B. bei der Wismutgruppe, beim Eisenglanz und Verwandten; eine Pyramide, welche von dem würfelartigen Rhomboeder in ihren Polkanten gerade abgestumpft wird, bei sehr vielen hexagonalen Körpern, wie Mg, (Ir, Os), ZnO, ZnS, AgJ, H_2O, SiO_2 als Tridymit u. a. m. Ein solcher an das reguläre System anklingender Bautypus (der trigonal-rhombendodekaedrische) wird bei den erwähnten Doppelsalzen sowie beim Rinneit gleichfalls vorliegen.

3. Vorkommnisse.

Man kennt den Rinneit aus der Salzlagerstätte von Wolkramshausen bei Nordhausen am Harz, wo er zahlreiche, gelegentlich einige Meter lange linsenförmige Lagen in anhydritischem Halito-

[1] F. Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1894. I. p. 1 u. 1897. II. p. 1.

sylvin[1] bildet, der in Anhydrithalit[2] übergeht, ferner, und zwar auch als schichtförmiges Vorkommen, in kieseritischem Sylvinhalit[3] von Hildesia bei Hildesheim, gleicherweise von Salzdetfurth und schließlich von Riedel bei Hänigsen unfern Celle (Hannover). Während das Wolkramshäuser Vorkommen ein sehr reiches ist, sind die von Hildesia und Salzdetfurth geringer und im Salz von

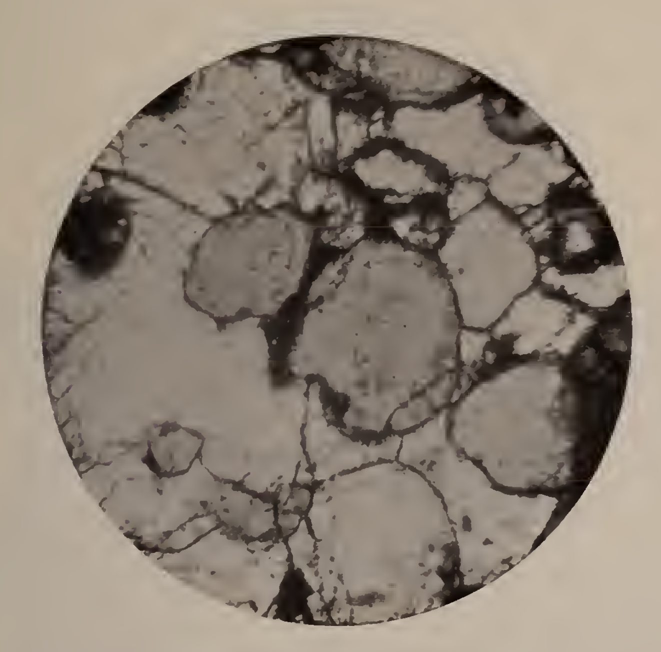


Fig. 1. Kieserit-Rinneitgestein, Hildesia b. Hildesheim. Vergr. 1 : 17. + Nicols. Untergrund Rinneit. Rundliche Einsprenglinge Kieserit.

Riedel ist das Mineral bislang nur als eine Art Imprägnation gewisser Stellen im Sylvinhalit gefunden.

Das Wolkramshäuser Vorkommen ist von Boeke bereits genauer beschrieben worden[4]. Sei hier daher nur kurz vermerkt, daß der Rinneit dort die Linsen fast rein für sich zusammensetzt.

Bezüglich des Rinneit von Hildesia mögen einige Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchung angeführt und bildlich wiedergegeben werden (Fig. 1 und 2), aus denen hervorgeht, daß er hier in paragenetischer Mengung erscheint. Das Mineral kommt als

---

[1] Gestein aus Sylvin mit Steinsalz.

[2] Gestein aus Steinsalz mit Anhydrit.

[3] Gestein aus Steinsalz mit Sylvin.

[4] Neues Jahrb. f. Min. 1909. II. p. 19.

Bestandteil eines Kieserit-Rinneit-Gesteins vor, bei dem der Kieserit die Rolle von Einsprenglingen und der Rinneit die einer Grundmasse spielt. Bemerkenswert ist die stets rundliche Form der Kieseritkristalle (Fig. 1). Nach der Grenze zum Sylvinhalit gesellen sich Steinsalz und Sylvin hinzu (Fig. 2).



Fig. 2. Kieserit-Rinneitgestein. Übergang zu Sylvinhalit. Hildesia b. Hildesheim. Vergr. 1 : 17. Nicols unter 45°. Untergrund Rinneit. Kieserit dunkel, Steinsalz grau.

Die uns zur Verfügung stehende Rinneitprobe von Salzdetfurth kennzeichnet sich als eine 4 cm dicke Lage in kieseritischem Sylvinhalit; sie ist außer durch den Gehalt an Rinneit neben Sylvin und Steinsalz durch porphyrisch eingesprengte, rundliche, bis 1 cm große Steinsalzkristalle bemerkenswert.

Beim Vorkommen von Riedel erkennt man den Rinneit erst unter dem Mikroskop als solchen. Makroskopisch deutet er sich durch die gelbe und bräunlich rostige Farbe des Gesteins beim Liegen des Sylvinhalits an der Luft an. Der kräftige Tintengeschmack des Salzes weist gleichfalls auf ihn hin.

Institut für Min. und Petrogr. der Universität Leipzig.

Die Oberflächenformen bei Carbonatgesteinen in Karstgegenden.

Von **Fr. Tućan**, Agram (Zagreb, Kroatien).

Mit 8 Textfiguren.

Durch langjährige Untersuchungen der Kalke und Dolomite des kroatischen Karstgebietes kam ich zu einigen Resultaten, die uns einige Eigentümlichkeiten des Karstes erklären. Diese Eigentümlichkeiten sind an die Struktur und chemische Zusammensetzung gebunden. In der Struktur und chemischen Zusammensetzung müssen wir die Entstehung all jener Erschei-



Fig. 1. Korrodierte Oberfläche, entstanden durch atmosphärische Wirkungen. Kalkstein von Senj (kroatisches Küstenland).

nungen suchen, welche unter den Namen „Karst" zusammengefaßt sind. Hier ist es in erster Reihe das äußere Aussehen der Oberflächenformen, welche bei Kalken und Dolomiten so verschieden sind, daß es möglich ist, schon auf den ersten Blick eine Gesteinsart von der anderen zu unterscheiden.

Die Oberfläche der Kalke ist infolge chemischer Auflösung durch das Wasser sehr korrodiert (s. Fig. 1, 2, 3). Die chemische Korrosion ist so vorgeschritten, daß die Oberfläche des Kalksteines voll von größeren, bald kleineren Auslöcherungen ist, welche voneinander durch scharfe Kanten und Firsten getrennt sind. Diese Auslöcherungen, Aushöhlungen und Austiefungen sind bald rund, bald oval, bald wieder ganz unregelmäßig; einige von denselben

dringen bald als schmale, bald als weite Röhren ziemlich tief in das Gestein. Solche Austiefungen bilden sich meistens an jenen Teilen der Gesteinsoberfläche, die horizontal liegen, oder an solchen, welche etwas geneigt sind. Auf einigen Kalkwänden, welche steil sind, findet man anstatt runde ovale, röhrenförmige und unregelmäßige Austiefungen, lange, bald schmale, bald weite, bald seichte, bald tiefe Rinnen, welche von oben nach unten über steile Felsen gehen. Einige von ihnen laufen parallel, einige dagegen sind un-



Fig. 2. Rinnenförmige Austiefungen, entstanden durch atmosphärische Wirkungen. Kalkwände von Rajinac mali (1699 m). Velebitgebirge (Kroatien).

regelmäßig verbreitet. Hie und da sieht man, daß die rinnenförmigen Austiefungen auch auf horizontalen (oder sanft geneigten) Teilen der Kalke auftreten. Durch solche Erscheinungen zeichnen sich insbesondere die öden, nackten Kalkmassen in der Umgebung von Sv. Juraj und Jablanac im kroatischen Küstenlande aus. Hier beobachtet man auf Kilometer weit ein prächtiges Karrengebiet; an horizontalen und sanft geneigten Kalkwänden findet man unzählige verschiedenförmige Aushöhlungen, während steile Partien mit schmalen und breiten, langen und kurzen Rinnen verziert sind. Wenn man diese Oberflächenformen beobachtet, so scheint es, als wären dieselben nicht durch chemische, sondern nur durch mechanische Wirkung des Wassers entstanden, als ob das Regenwasser, auf die horizontale Oberfläche niederfallend, jene bald

regelmäßige, bald unregelmäßige Austiefungen ausgehöhlt, oder als ob über diese steile Wände fließendes Wasser jene Rinnen als schmale Graben ausgetieft hätte. Aber daß diese Oberflächenformen nicht nur durch die mechanische, sondern auch durch die chemische Wirkung des Wassers entstanden sind, werden wir bald beweisen. Bei diesem chemischen Auflösen der Kalksteine entsteht noch eine Eigentümlichkeit: korrodierte Partien sind beim Kalk manchmal glatt.

Alle diese Oberflächenformen fehlen fast gänzlich bei Dolomiten, während auch dieser dem chemischen Auflösen durch das Wasser unterliegt. Die Karren sind bei Dolomiten sehr selten entwickelt. Bei jenen Dolomiten, bei welchen die zuckerkörnige Struktur schwach ausgebildet ist, wo sie einen Übergang zu einer



Fig. 3. Rinnenförmige Austiefungen auf steilen Wänden, entstanden durch atmosphärische Wirkungen. Kalksteinfelsen von Karlobag (kroatisches Küstenland).

körnigen oder verzahnten Struktur bildet, nur bei solchen Dolomiten entstehen auf der Oberfläche einige Aushöhlungen, die jenen bei Kalken etwas ähnlich sind. Rinnenförmige Aushöhlungen entstehen auch bei solchen Dolomiten niemals und an steilen Wänden beobachtet man hie und da nur verschiedenförmige Löcher. Eine Art von Karren besitzen jene Dolomite, bei welchen die zuckerkörnige Struktur nicht gleich verteilt ist (Fig. 4). Solche Dolomite finden wir im Gorski kotar bei Kupari und Čabar. Bei ihnen ist die zuckerkörnige Struktur nur in jenen Partien ausgebildet, welche sich als Adern durch diesen Dolomit ziehen; die übrigen Partien (und diese sind überwiegend) zeigen sich als eine braune Masse, welche aus sehr feinen Körnchen besteht, so daß sie stellenweise als eine vollständig dichte Masse aussieht. Diese Dolomite

besitzen eine sehr korrodierte Oberfläche, die aber ein ganz anderes Aussehen zeigt, als die ausgetiefte Oberfläche von Kalken. Während bei Kalken die Aushöhlungen rund, oval, röhrenförmig und unregelmäßig sind, sind sie bei Dolomiten scharfkantig und seicht.



Fig. 4. Korrodierte Oberfläche, entstanden durch atmosphärische Wirkungen. Dolomit von Čabar (Kroatien).

Bei jenen Dolomiten, wo die zuckerkörnige Struktur gut ausgebildet ist, entstehen keine Aushöhlungen und die Karstgegenden mit solchen Dolomiten sind vollständig ohne Karren. Während wir bei Kalken gesehen haben, daß die korrodierte Oberfläche aus-



Fig. 5. Korrodierte Oberfläche, entstanden bei Behandlung mit Salzsäure. Nummulitenkalkstein von Bakar (kroatisches Küstenland).

geglättet ist, so ist diese bei Dolomiten immer rauh und sieht ganz sandig aus.

Alle diese Eigentümlichkeiten, welche auf der Oberfläche von Kalkstein bezw. Dolomit erscheinen, entstehen in erster Reihe durch das chemische Auflösen. Davon kann man sich am besten überzeugen, wenn wir einige Versuche mit dem Auflösen des Kalkes

bezw. Dolomits in Salzsäure oder Salpetersäure durchführen. Auflösend größere Stücke von den genannten Gesteinen in Salzsäure oder Salpetersäure beobachtete ich, daß bei diesem Auflösen an der Gesteinsoberfläche Austiefungen entstehen, welche ganz gleich denjenigen sind, die wir bei Kalken und Dolomiten im Terraine

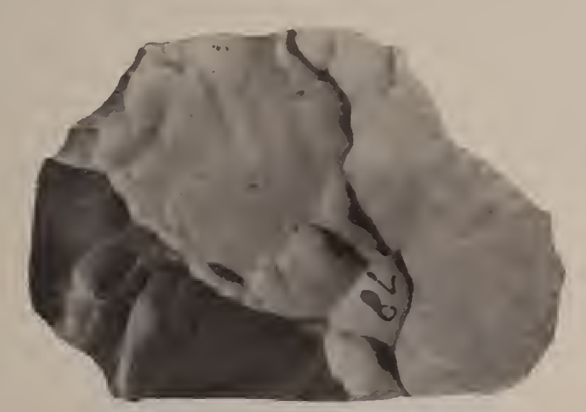


Fig. 6. Korrodierte Oberfläche, entstanden bei Behandlung mit Salzsäure. Kalkstein von Petrovo selo (Kroatien).

sehen. Wenn wir also ein Stück von Kalkstein in HCl oder HNO_3 geben und nach kurzer Zeit aus der Säure wegnehmen, so werden wir sehen, daß seine Oberfläche bei dem Auflösen in Säure ganz andere Formen angenommen hat. Man sieht da bald runde, bald



Fig. 7. Rinnenförmige Austiefungen, entstanden bei Behandlung mit Salzsäure. Kalkstein von Bakar (kroatisches Küstenland).

ovale, oder unregelmäßige Aushöhlungen und eine große Menge von schmalen Ringen (s. Fig. 5, 6, 7). Also ganz dasselbe Bild, welches wir bei Kalken im Terraine unseres Karstes beobachten können. Bei diesem Auflösen aber entstehen einige ziemlich interessante Eigentümlichkeiten, welche wieder mit denjenigen vollkommen übereinstimmen, die wir an den Kalken in unserem Karst-

gebiete finden. Wir erwähnten schon, daß auf der horizontalen oder sanft geneigten Oberfläche verschiedenförmige Austiefungen entstehen, während an stark geneigten oder ganz steilen Partien des Kalksteines Rinnen erscheinen. Dasselbe geschieht auch beim Auflösen in der Säure. An den horizontalen (oberen) Teilen entstehen verschiedenförmige Auslöcherungen, an den steilen bald schmale, bald weite Rinnen. Von besonderem Interesse aber ist die untere Seite des Kalksteines. Sei dieselbe horizontal oder etwas geneigt, so entstehen auf ihr immer nur schmale Rinnen, welche bald geradlinig, bald etwas gekrümmt sind[1]. Auch bei diesem Auflösen in Säure wird die Kalksteinoberfläche ausgeglättet, ja poliert.

Wenn wir ein Stück von Dolomit in HCl oder HNO_3 auflösen, so treten auch bei ihm dieselben Verschiedenheiten auf wie



Fig. 8. Korrodierte Oberfläche, entstanden bei Behandlung mit Salzsäure. Dolomit von Čabar (Kroatien).

beim Dolomit im Karstterraine. So zeigen die Dolomite mit gut ausgeprägter zuckerkörniger Struktur niemals auf ihrer Oberfläche solche Aushöhlungen wie Kalksteine. Beim Auflösen in Säure entstehen auf der Oberfläche solcher Dolomite breite, ganz unbedeutend vertiefte Partien, welche niemals das Aussehen eines Loches zeigen. Dagegen bei Dolomiten, bei welchen die zuckerkörnige Struktur schwach ausgebildet ist, wo sie einen Übergang zu einer körnigen bildet, bei solchen Dolomiten entstehen während Auflösens in Säure gleiche Aushöhlungen wie bei Kalken mit körniger Struktur. Bei Dolomiten mit der Struktur, wie jene von Kupari und Čabar, entstehen während des Auflösens in HCl oder HNO_3 Oberflächenformen, als ob dieses Gestein im Terraine

[1] Die rinnenförmigen Austiefungen, welche bei der Behandlung mit den Säuren auf den steilen Wänden und auf der unteren Seite auftreten, sind mechanischen Ursprunges und entstehen durch das Reiben der Blasen, die bei der lebhaften Entwicklung der Kohlensäure in großer Menge hintereinander empordringen.

der auflösenden Wirkung des Wassers ausgesetzt wäre (Fig. 8). Rinnenförmige Austiefungen beobachtete ich in keinem Falle, weder im Terraine noch beim Auflösen. Es ist bemerkenswert, daß die Dolomitoberfläche beim Auflösen in HCl nicht glatt, sondern rauh wird, also ein ausgeprägtes sandiges Aussehen annimmt[1].

Alle diese Eigentümlichkeiten, welche auf der Oberfläche unserer Carbonatgesteine entstehen, entwickeln sich infolge chemischen Auflösens, in erster Reihe aber ist die Struktur die Ursache, daß an der Oberfläche solche Aushöhlungen und Austiefungen auftreten; die Struktur ist die Ursache, daß das äußere Aussehen bei Kalken ganz anders ist als bei Dolomiten. Die Kalksteine des kroatischen Karstgebietes[2] besitzen bald eine körnige, bald eine verzahnte Struktur, oder bilden einen Übergang von der einen in die andere. Bei diesen Strukturformen sind die Kalkspatindividuen als unregelmäßige Körner mit zickzackförmigen Konturen ausgebildet, so daß dieselben mehr oder minder ineinander eindringen und eingreifen. Und das ist von größter Bedeutung für die Entwicklung von Oberflächenformen bei Kalken. Eindringend ineinander sind die Kalkspatindividuen so durchflochten, daß bei chemischer Auflösung das Gestein auch auf seiner Oberfläche ganz kompakt bleibt; die Individuen können sich nicht voneinander trennen, sondern lösen sich zugleich auf und davon kommt es, daß die Oberfläche mit ihren Aushöhlungen ausgeglättet ist und wie poliert aussieht. So was ist bei Dolomit unmöglich, nicht vielleicht deswegen, weil Dolomit von anderer chemischer Zusammensetzung ist, oder weil er sich etwas schwerer als Kalkstein löst, nein, sondern die Struktur ist wieder die Ursache daran. Während die Umrisse von Kalkspatindividuen zickzackförmig sind, sind sie bei Dolomitspatindividuen mehr oder weniger geradlinig und greifen natürlich nicht ineinander, berühren sich nicht allseitig, sondern nur an einzelnen Teilen. Und gerade deswegen, weil sich Dolomitspatindividuen nicht allseitig berühren, weil sie nicht ineinander zahnförmig eingreifen, gerade deswegen finden wir alle jene Verschiedenheiten zwischen Oberflächenformen von Kalken und Dolomiten. Bei chemischer Auflösung bleibt Dolomit auf seiner Oberfläche nicht kompakt, die Dolomitspatindividuen können nicht miteinander verbunden bleiben, sondern sie trennen sich infolge der Auflösung sehr leicht voneinander, das Gestein zerfällt auf seiner Oberfläche zu feinem Sand und deswegen ist

---

[1] Hier möchte ich bemerken, daß mein Kollege, Herr Ivan Fröschl, ganz ähnliche Erscheinungen beim metallischen Magnesium und Zink beobachtete. Bei Auflösen in H_2SO_4 entstehen auf der Magnesiumoberfläche Austiefungen wie bei Kalken, auf der Zinkoberfläche dagegen solche wie bei Dolomiten.

[2] Fr. Tućan, Die Kalksteine und Dolomite des kroatischen Karstgebietes. Ann. géol. de la péninsule balkanique. 6. p. 2. 1911.

die Oberfläche rauh, sandig. Hier beobachten wir, daß der Dolomit der chemischen Wirkung des Wassers unterliegt, aber diese chemische Auflösung unterstützt bedeutend den mechanischen Zerfall der Gesteinsoberfläche. Die Individuen trennen sich voneinander, noch ehe sie aufgelöst werden, scheiden sich vom Gesteine und so können nicht auf der Dolomitoberfläche solche Aushöhlungen, wie beim Kalkstein, entstehen, sondern die Oberfläche zeigt breite, unbedeutend ausgetiefte Partien.

Agram, Mineralogisch-petrographisches Institut, 1911.

Zur Geologie des indo-australischen Archipels.

VII[1].

Posidonomya Becheri in Niederländisch-Indien?

Von **G. Boehm** in Freiburg i. Br.

Mit 1 Textfigur.

Posidonomya Becheri ist bisher in Niederländisch-Indien nicht bekannt geworden. Vor einiger Zeit gingen mir aus dem Min.-geol. Institut der Universität Utrecht — dank der großen Liebenswürdigkeit Wichmann's — zwei Stücke zu, die Herr Bergingenieur H. Witkamp beim Kampong (= Dorf) Lobewi in der Abteilung West-Sumba der Insel Sumba gesammelt hat. Der Kampong findet sich auf keiner Karte, er liegt nach Wichmann ungefähr in 9° 40′ S., 119° 30′ E., nicht sehr weit von der Südküste entfernt. Das Gestein zeigt regelmäßig verlaufende, schmale, helle und dunkle Streifen, braust mit Säure und hinterläßt beträchtlichen Rückstand. Es besteht zumeist aus Quarzkörnern und ist mürbe, dünne Schliffe sind deshalb kaum herzustellen. Es ist ein quarzitischer Sandstein, der kohlensauren Kalk enthält und der manchen Sandsteinen unserer Grauwacken sehr ähnlich sieht. Auf ihm finden sich mehrere Pelecypodenabdrücke. Vom besten Stück mit beiden Klappen habe ich mit Gips einen Gegendruck hergestellt, den, photographisch aufgenommen, nachstehende Figur zur Darstellung bringt.

Wie man sieht, liegen die Wirbel weit vorn, der Schloßrand ist sehr lang, die Oberfläche mit groben, konzentrischen Falten bedeckt. In seiner Arbeit über „Die cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach—Breitscheid bei Herborn“ p. 64 stellt Holzapfel[2] *Inoceramus carbonarius* A. Roemer zu *Posidonomya Becheri* Bronn. Mit der Fig. 21 a bei Roemer, Palaeontographica.

[1] Vergl. G. Boehm, Dies. Centralbl. 1908. p. 503; 1909. p. 174, 563; 1910. p. 161, 197, 391.

[2] 1889. Paläontologische Abhandlungen von Dames und Kayser.

3. Taf. XIII. p. 91 stimmt unsere Form gut überein. Artlich würden sich die mir bekannten jurassischen und triadischen Arten schon durch ihre wesentlich geringere Größe unterscheiden.

Das wenige Geologische, das bisher von der Insel Sumba bekannt geworden ist, findet sich in Verbeek's „Rapport sur les Moluques". Batavia 1908. Die Fossilien, p. 687, werden dem jüngeren Tertiär und dem Postpliocän zugewiesen. Die geologische Kartenskizze, Kaart No. II, zeigt neben alten basischen Eruptivgesteinen Pliocän und Quartär. Man vergl. l. c. Beil. IX, Fig. 240. Es ist natürlich sehr bedenklich, mit dem vorliegenden, dürftigen Material eine Form bestimmen zu wollen, die bisher in dem ganzen weiten Gebiete nicht nur unbekannt ist, sondern auch das älteste



? *Posidonomya Becheri* Bronn. Lobewi auf der Insel Sumba. (Min.-geol. Institut, Univ. Utrecht.)

Fossil der Molukken darstellen würde. Fossilführende Schichten, älter als Perm, sind nämlich meines Wissens nur von Sumatra bekannt, sie gehören zum Obercarbon. Immerhin habe ich gemeint, die obige Notiz nicht zurückhalten zu sollen, um damit zu weiteren Forschungen an dem betreffenden Fundpunkt anzuregen. Es ist sicher dort mehr und Besseres zu sammeln. Bezüglich des Hinaufgehens der *P. Becheri* in das produktive Carbon verweise ich auf Frech: Dies. Centralbl. 1905. p. 193.

Anschließend möchte ich hier noch zwei Stücke eisenschüssigen Sandsteins erwähnen, die ebenfalls von H. Witkamp und zwar als

Gerölle unweit der Südküste derselben Insel Sumba gesammelt und mir von Wichmann zugeschickt worden sind. Nähere Fundortsangabe fehlt. Das Gestein ist von dem vorigen verschieden, heller, nicht streifig angeordnet. Es braust ebenfalls stark mit Säure und enthält zahlreiche, sehr übel erhaltene Pelecypoden, darunter auch taxodonte Schlösser, eines derselben mit Bandfeld. Wie man mit Bestimmtheit voraussagen kann, läßt sich auch in diesem Gestein mehr und Besseres finden.

Ueber Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen.

Von **W. Kranz**, Hauptmann in der 1. Ing.-Insp. (Swinemünde).

Mit 1 Textfigur.

4. In einer Abhandlung über Schichtenstörungen und Erdbeben, sowie in der „Vorschule der Geologie“ von J. Walther [1] findet sich in Anlehnung an eine Darstellung von W. Salomon [2] folgende Skizze:

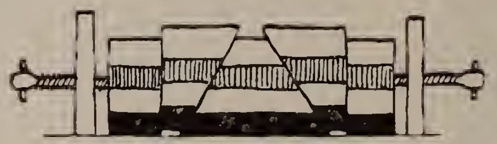


Fig. 3 (nach J. Walther).

„Bei dieser Anordnung des gestreiften Brettes schieben sich 2 Seitenhorste über einen mittleren Graben hinauf (Oberrheintal).“

In der Beschreibung dazu heißt es: „Um Verwerfungserscheinungen darzustellen, zersäge man ein 3 cm dickes, in den Glaskasten“ zwischen den beiden seitlichen Leisten „leicht einzupassendes Brett in beistehender Weise, glätte die Sägeschnitte gut und bemale die Fläche mit bunten Farbenstreifen. Sobald man die beiden Schrauben anzieht, . . . beginnen sich die seitlichen Stücke über den mittleren ‚Graben‘ zu erheben.“ Voraussetzung zum Gelingen des Experiments, das ja der heutigen Lehrmeinung entspricht [3], ist also: Keilförmige Gestalt der ge-

---

[1] Neue Zeitschr. f. Geol. u. Pal. Schwertverlag. 4. 1910. p. 55. — Vergl. auch J. Walther, Geschichte der Erde und des Lebens. 1908. p. 62. Vorschule der Geol. Verlag G. Fischer (Jena). 1910. p. 145.

[2] W. Salomon, Über die Stellung der Randspalten des Erbacher und des Rheintalgrabens. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1903. p. 410. Fig. 2

[3] E. Kayser, Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. 1909. p. 780 f. Fig. 596 a. — J. Walther, Lehrbuch der Geologie von Deutschland. 1910. p. 24. 44. 99 f. 108 f. 133 ff. 154 ff. 176. 179. 183 ff. 189 ff. 218. 225. 239. 249. 253 ff. 265 ff. 280.

hobenen Schollen, sehr schiefe Stellung der Verwerfungen, sehr glatte Verwerfungsflächen.

Über die tatsächliche Stellung der Verwerfungen am Oberrheintalgraben liegt nicht allzuviel Material vor. ANDREAE suchte zu zeigen, daß eine Anzahl Beobachtungen dafür sprächen, Divergenz der Rheintalspalten nach unten, also Einfallen nach dem Gebirge hin, anzunehmen [1]. Bergrat VAN WERVEKE trat dem entgegen und stellte an mehreren Punkten des östlichen Vogesenrandes Einfallen der Randspalten vom Gebirge weg fest, also umgekehrt, als wie die Lehrmeinung verlangen würde [2]. Er teilte mir brieflich in dankenswerter Weise mit, daß ihm bis in die letzte Zeit nichts bekannt geworden sei, was für ein Einfallen nach dem Gebirge zu sprechen könnte. W. SALOMON wiederum nimmt Einfallen der Begrenzungsspalten unter das Gebirge hinab an; er erwähnt eine Beobachtung vom Odenwaldrand (nach KLEMM) und eine Anzahl kleiner nach dem Gebirge hin fallender Verwerfungen im Lorettoberge bei Freiburg i. Br. [3]. In der Gegend von Rufach fand ich keine Anzeichen, die auf merkbares Abweichen vom senkrechten Verlauf der Spalten schließen lassen, wenigstens soweit das an der Erdoberfläche erkennbar war [4]. W. SPITZ stellte bei Heidelberg einige jungdiluviale Spalten fest, von denen zwei gegen das Rheintal zu einfallen [5].

In der südlichen Verlängerung des Rheintalgrabens, im Tafel-

[1] ANDREAE, Eine theoretische Reflexion über die Richtung der Rheintalspalten etc. Verh. naturhist. med. Vereins Heidelberg. N. F. **4**. p. 16—24, und Beitrag zur Kenntnis des Rheintalspaltensystems. Ebenda. p. 47—55.

[2] VAN WERVEKE. Mitt. der Philomatischen Ges. Els.-Lothr. 1905. p. 238 ff. Mitt. Phil. Ges. Els.-Lothr. **1**. Jahrg. 5. Nachdruck in den Aufsätzen für die Teilnehmer der allg. Vers. Deutsch. anthropolog. Ges. Straßburg 1907. p. 8. Ber. Oberrhein. geol. Ver. **39**. 1907. p. 43 f. — KRANZ. Dies. Centralbl. 1907. p. 496. Trotzdem führt VAN WERVEKE die Theorie von SALOMON, welche gerade auf einer solchen Stellung der Rheintalspalten beruht, als Einwand gegen die Horsttheorie an! (Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1910. p. 13. Anm. 2.)

[3] W. SALOMON, a. a. O. p. 406. 414.

[4] KRANZ, l. c. 1907. p. 489 ff. und N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXVI. p. 44—91. Taf. 10. — WALTHER zeichnet die Lagerungsverhältnisse bei Rufach—Sulzmatt in seinem Lehrbuch d. Geologie von Deutschland. 1910. p. 183 nach dem gänzlich veralteten Profil 106 in LEPSIUS, Geol. v. Deutschl. 1. p. 441. Bei den Winzfelder Spalten, ebenso wie bei den Randspalten von Nierstein und Darmstadt, gestattet sich WALTHER (l. c. und p. 184) zugunsten seiner Theorie ein unzulässiges Abweichen von den Originalen bei LEPSIUS (l c. und p. 641), indem er ohne jede Begründung die Spalten vom Graben weg nach unten divergieren läßt.

[5] W. SPITZ, Jungdiluviale Erdbebenspalten Heidelberg. Verh. nat. u. med. Ver. Heidelberg. 1908. p. 632 ff.

und Kettenjura, fallen die verfolgbaren Verwerfungsspalten alle nach dem tieferen Flügel ein[1]. Zwischen Staufen und Badenweiler fällt die östliche Rheintalverwerfung steil gegen Westen, also nach dem Graben zu, nur ausnahmsweise gegen Osten. Südlich Kandern geht sie in eine Flexur über[2]. Zwischen Mülhausen und Vogesenrand zeigen die Tertiärschichten eine mehr als 1000 m tief abgesunkene Synklinale in der Linie Wittelsheim—Regisheim. Ungefähr parallel dazu liegt in der Linie Reiningen—Wittenheim eine Antiklinale, immer noch bei mindestens — 200 m[3]. Ob es sich hierbei um Graben- und horstartige Bildungen oder um Mulden und Falten handelt, läßt sich nach den vorliegenden Bohrergebnissen nicht erkennen. Jedenfalls liegen hiernach keine tatsächlichen Beobachtungen vor, die ein so starkes und allgemeines Einfallen der Verwerfungen gegen das Gebirge hinab auch nur wahrscheinlich sein ließen, wie es die Theorie nach obiger Skizze und nach der Lehrmeinung erforderlich machen würde.

Noch schlimmer steht es für diese Art Hebungstheorie am Außenrand der Massengebirge, welche den Rheintalgraben begleiten. Daß es sich hier nicht um echte Horste, sondern um Halbhorste handelt[4], war längst bekannt. Eine beiderseitige Umgrenzung dieser Schollen durch Verwerfungsspalten, wie sie nach der obigen Skizze und nach der Lehrmeinung vorhanden sein müßte, ist tatsächlich nicht vorhanden. Die vorwiegende Richtung nachweisbarer Klüfte am Ostrand des Schwarzwaldes ist NW—SO, ein N—S-Streichen findet sich nur in wenigen schwachen Verwerfungen und im Verlauf mehrerer Flußtäler[5]. Dies widerspricht geradezu der Annahme großartiger seitlicher Aufpressung des Schwarzwald-Halbhorstes.

Aber auch die glatten Flächen, an denen eine solche Aufpressung hätte erfolgen müssen, sind nach dem jetzigen Stand der Forschung nicht vorhanden. Die bis jetzt nachgewiesenen Rutschflächen genügen nicht zu einer solchen Deutung, dazu müßte die Erscheinung allgemein verbreitet und demnach auch sehr häufig

---

[1] H. Cloos, Tafel- und Kettenland im Basler Jura. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXX. p. 209. 216.

[2] Blösch, Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXIX. p. 602 ff., nach Lent.

[3] Note sur la déconverte des sels de potasse en Haute-Alsace, par J. Vogt et M. Mieg. Bull. soc. industrielle Mulhouse. 1908. Sept. Okt.

[4] E. Suess, Antlitz der Erde. I. p. 266 ff. — H. Eck, Bemerkungen über geognostische Profile längs württembergischer Eisenbahnen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1891. p. 244 ff. — A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. 1894. 2. p. 360.

[5] A. Schmidt, Der Neubulacher und Freudenstätter Graben. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. p. 45 ff. Übersichtskarte p. 47.

beobachtet sein. Was bis jetzt an Tatsachenmaterial vorliegt, erklärt sich viel ungezwungener als Folgeerscheinung von Senkungen der angrenzenden Schollen beim Zusammenschub absinkender Tafelländer und Gräben[1]. Dagegen spricht die häufige Beobachtung rauher Verwerfungsflächen und schutterfüllter Spalten[2] nicht für ein Vorwiegen von Seitendruck und Hebung, sondern für Zerrung und Absinken. Ein Seitendruck auf diese Flächen wäre auf enorme Reibung gestoßen[3].

Im allgemeinen darf man also sagen: Nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung hätte ein Seitendruck auf die Randgebirge des Oberrheintalgrabens Bedingungen vorgefunden, welche ein keilförmiges Herausheben der Halbhorste **nicht** gestatteten. Man darf also eine Hebung dieser Massengebirge keinesfalls nach Art der obigen Skizze annehmen, und **ich halte es für einen schweren Fehler, der studierenden Jugend an solchen Darstellungen gänzlich falsche geophysikalische Begriffe einzuprägen**[4].

Ebenso falsch wäre die Annahme einer Emporwölbung der südwestdeutschen Gebirge. Sie hätte nach der tiefen mitteloligocänen Senkungsperiode des Rheintalgrabens einsetzen müssen[5]; eingeklemmt zwischen diesem, den schwäbischen und französischen Senkungsfeldern wie zwischen den Backen eines Schraubstockes, müßten die Randgebirge entsprechend ihrer großen relativen Höhe über ihrer Umgebung deutlich erkennbare Faltung oder doch wenigstens Wölbung der älteren Sedimente zeigen. Das ist jedoch bei den südwestdeutschen Halbhorsten keineswegs der Fall; die mesozoischen Schichten lagern namentlich auf den Höhen des Schwarzwaldes und Odenwaldes, der Vogesen und Hart im allgemeinen als horizontale, vielfach zerborstene Tafeln.

Es ist daher sachlich unrichtig, wenn van Werveke von einem „Gewölbebau" der Vogesen, Hart usw. spricht[6]. Dort

[1] Kranz, Dies. Centralbl. 1907. p. 496.

[2] Vergl. z. B. Kranz, N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXVI. p. 66. 68.

[3] E. Blösch, Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXIX. p. 662 f.

[4] Auch für die mitteldeutschen Horstgebirge scheint mir mit wenigen Ausnahmen, wie z. B. an der Lausitzer Überschiebung und am Nordrand des Harzes, der Nachweis absoluter Hebung nicht erbracht. So widerspricht z. B. die Spaltenrichtung, welche Walther in seiner Geol. v. Deutschl. 1910. Fig. 105 aus dem Nordwestrande des Thüringer Waldes angibt, seiner Theorie: An diesen vom Horst weg nach unten divergierenden Spalten konnte der Horst nicht emporgepreßt werden, wie Walther meint.

[5] van Werveke. Die Entstehung des Rheintales. Mitt. Philomat. Gesellsch. Els.-Lothr. I. 5. p. 48 ff.

[6] van Werveke, Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver. 1910. p. 14 f. Die Skizze p. 15 erweckt falsche Vorstellungen, da sie die Außenbrüche der Halbhorste unberücksichtigt läßt.

handelt es sich lediglich um schief und ungleichmäßig nach außen absinkende Schollen.

All das weist nicht auf Seitendruck, sondern auf Zerrung, Senkung bei der Bildung der süddeutschen Massengebirge hin. Und gegenüber den höchsten südlichen Teilen jener Halbhorste müssen deren nördliche Gebiete selbst noch abgesunken sein: Eine ähnliche Strukturscheide wie das Höllen- und Dreisamtal im Schwarzwald[1] bildet das mittlere Münstertal für die Vogesen; in den Südvogesen finden sich auf den Kammhöhen nur kristallinische und paläozoische Gesteine, nördlich Münster auch mesozoische.

(Schluß folgt.)

Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. Kranz'[2] in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Uracher Gebiets.

Von **W. Branca.**

Mit 1 Textfigur.

Inhalt.

---

[1] Steinmann. Neuaufschließung des Alpersbacher Stollens. Ber. Oberrhein. geol. Ver. 35. 1902. p. 11, Anmerkung. — O. Wilckens, Über die Verbreitung der Basaltgänge in der Umgebung von Freiburg i. Br. Dies. Centralbl. 1908. p. 261 ff.

[2] W. Kranz, Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Dies. Centralbl. 1910. No. 3 u. 4. p. 2.

k) Die Unabhängigkeit der Uracher Vulkane von Spalten bis in eine Mindesttiefe von 800 m erwiesen.
l) Das Unerklärliche, daß inmitten der ungestörten Albtafel ein gänzlich zerschmettertes kleines Gebiet entstanden sein sollte.
m) Periphere Herde unter der Alb.
n) Sinkende Scholle drückt das Magma empor.
o) Explosionsröhre bei Freiburg i. Br.
p) Schildvulkane Islands nach Reck unabhängig von Spalten.
q) Spalten in Kranz' Arbeiten.
r) Kranz' Schlußerklärung.

In einem wahren Wirbelsturm von Angriffen, nämlich in nicht weniger als fünf verschiedenen Arbeiten, eine dicht auf die andere folgend, greift W. Kranz so ziemlich alle Arbeiten vulkanologischen Inhaltes an, die ich seit 1894 gemacht habe: Meine Arbeiten über die Vulkanembryonen bei Urach, meine Arbeiten betreffend allgemeine Vorstellungen über den Vulkanismus, meine mit E. Fraas zusammen gemachten Untersuchungen über das Ries bei Nördlingen, meine Arbeit über das Vorries, alles das wird von Kranz bemängelt und für mehr oder weniger unrichtig erklärt. Auf die ersten beiden Angriffe bezüglich der Vulkanembryonen[1], habe ich bereits geantwortet. Ein erneuter Angriff bezw. der Vulkanembryonen zwingt mich indessen nun, auch diesen wieder als ganz ungerechtfertigt zu erweisen[2].

In geschickter Weise beginnt W. Kranz diesen neuesten Angriff damit, daß er mich zunächst bei dem Leser ins Unrecht zu setzen versucht mit dem gesperrt gedruckten Vorwurf, ich sei in meiner Antwort gereizt und persönlich geworden. Ein solcher Vorwurf ist indessen durchaus ungerechtfertigt; denn das, was ich[3] gesagt habe, war rein sachlicher Natur und es war außerdem vollkommen richtig und berechtigt! Wenn jemand einen solchen Wirbel von Angriffen auf sämtliche Arbeiten bestimmten Inhaltes eines Autors richtet, so wird er nicht erstaunt sein dürfen, wenn in dessen Abwehr selbstverständlich alles das gesagt wird, was objektiverweise zu sagen ist. Jener ungerechtfertigte Vorwurf zwingt mich aber nun leider, auch ihn zu widerlegen, zumal da Kranz ihm auch noch Neues hinzufügt. Da jedoch derartiges

[1] Dies. Centralbl. 1908. No. 18—21. Ferner Beil. der Münch. Neuesten Nachr. München, 3. Sept. No. 57. p. 529—532.

[2] Die Angriffe auf meine Arbeiten, welche das Ries betreffen, werde ich zusammen mit E. Fraas in einer anderen Arbeit in diesem Centralblatt 1911 zurückweisen.

[3] W. Branca, Widerlegung mehrfacher Einwürfe gegen die von mir vertretene Auffassung in der Spaltenfrage der Vulkane. Dies. Centralbl. 1909. No. 4 u. 5.

niemand recht interessiert, so will ich das unten in der Anmerkung tun [1].

Das, worauf es im Vulkangebiete von Urach ankommt und das, was sich an Ergebnissen in meiner damaligen Arbeit herausgestellt hat, will ich zunächst in 7 Punkten zusammenfassen und darauf Kranz' Angriffen mich zuwenden.

I. Meine Ergebnisse und Schlußfolgerungen.

1. Auf dem kleinen Gebiete von ca. 20 Quadratmeilen in der Umgegend von Urach wird die Hochfläche der Schwäbischen Alb und ihr Vorland von ungefähr 125—130 Röhren rundlichen Quer-

---

[1] In einem Zeitungsartikel hatte Kranz öffentlich den Lesern erklärt, das, was ich in meiner Arbeit über die spaltenlose Entstehungsweise der Vulkanembryonen bei Urach festgestellt hatte, sei „erschüttert", sei also unrichtig. Darauf lautete meine ganz sachliche Erwiderung, daß es nicht angängig sei, dem, namentlich in so schwierigen geologischen Fragen, ganz urteilslosen Zeitungspublikum gegenüber die Arbeiten eines Fachmanns öffentlich in einer solchen Weise herabzusetzen; zumal wenn doch der Angreifende nachher selbst zugeben muß, daß er keine Beweise für seine Ansicht hat, sondern daß das nur „Vermutungen" von ihm seien, und wenn doch, wie ich hinzufügen kann, der Angreifende mit seinem Tadel überdies gänzlich im Unrecht ist. Von dem, was ich seinerzeit in den Vulkanembryonen sagte, ist nichts „erschüttert", wie sich am Schlusse dieser Arbeit zeigen wird.

Kranz gibt sich nun aber in seinem neuesten Angriffe damit nicht zufrieden, sondern sagt weiter, ich „verschweige", ob ich den Versuch gemacht habe, ihm in derselben Zeitung entgegenzutreten. Ich antworte mit der Frage, was ich denn wohl vor Kranz zu „verschweigen" hätte? und füge hinzu, daß es mir gar nicht in den Sinn kommt, auf seine vielfachen Angriffe auch noch in Zeitungen antworten zu wollen. Ich habe eben nicht, wie Kranz glaubt, persönlich, sondern ganz allgemein und sachlich gesprochen, und darauf bezog sich auch meine Bemerkung über das Abwehren von Angriffen in Zeitungen.

Nun sucht Kranz aber weiter dieses sein Vorgehen in der Zeitung jetzt mit der unrichtigen Behauptung gutzuheißen, daß ich bezüglich des Erdbebens von Messina ja ganz Gleiches getan habe wie er. Diese Anschuldigung ist indessen gänzlich aus der Luft gegriffen. Ich habe damals weder einen Zeitungsartikel über dieses Beben geschrieben, noch viel weniger habe ich in einem solchen jemandes Arbeiten als unrichtig oder erschüttert hingestellt; sondern ein Zeitungsreporter hat, als das Erdbeben bekannt geworden war, telephonisch bei mir angefragt, was ich für eine Ansicht über die Ursachen desselben habe; darauf habe ich ihm telephonisch erwidert, das und das sei die herrschende Ansicht. Daraus hat er dann einen Artikel gemacht und geschrieben, für den allein er die Verantwortung trägt. Bekanntlich entstehen übrigens auf solche Weise nicht selten Artikel, die rechte Irrtümer enthalten, wenn der betreffende Reporter zu wenig Sachverständiger ist. Man sieht, daß diese Anschuldigung, die Kranz gegen mich richtet, um sich zu entlasten, von Anfang bis zu Ende haltlos ist.

schnittes durchbohrt. Diese Röhren sind mit vulkanischem Tuff erfüllt, dem unendliche Mengen kleiner Bruchstücke der durchbrochenen Schichten der Alb beigemengt sind. Es ist daher ohne weiteres klar, daß diese Albschichten infolge von Explosionen, die zugleich auch den Schmelzfluß zerstiebten, zerschmettert und durchbohrt wurden, daß folglich der Schmelzfluß sich selbständig, mehr oder weniger oder ganz unabhängig von präexistierenden Spalten, diese Röhren durch die Albtafel ausgeblasen hat.

2. Das Gesagte hat nicht nur für das Gebiet von Urach, sondern allgemein für Vulkane Geltung. Dabei ist jedoch wohl zu beachten, daß heute eine die Durchbruchsröhre erfüllende Tuff- oder Lavamasse völlig frei von beigemengten Stücken der durchbrochenen Gesteine sein und sich trotzdem selbständig durch Explosionen, ohne präexistierende Spalte, den Weg eröffnet haben kann: Nur bei kurzem Andauern vulkanischer Tätigkeit nämlich werden die zahlreichen Bruchstücke durchbrochenen Gesteines im Tuffe in der Röhre bleiben (Gebiet von Urach). Dauert dagegen die Ausbruchstätigkeit an, so muß schließlich die Röhre freigefegt werden von diesen Erstlingsprodukten der explosiven Tätigkeit und es muß dann ein von diesen freier Schmelzfluß die Röhre füllen.

Beimengung von zerschmettertem durchbrochenen Gesteinsmaterial ist also keineswegs ein durchaus notwendiges Kennzeichen für Spalten unabhängige Entstehungsweise vulkanischer Eruptionen.

3. Angenommen, der Schmelzfluß hätte nicht die Macht gehabt, sich hier selbständig Auswege zu bahnen und es wären Spalten vor der Eruption vorhanden gewesen, welche ihrerseits dem Schmelzfluß den Ausweg erst möglich gemacht hätten, dann müßte der vulkanische Tuff zahlreiche langgestreckte Spalten erfüllen. Das ist bei Urach aber absolut nicht der Fall, er erfüllt vielmehr Röhren rundlichen Querschnittes; folglich sind alle diese 125 Röhren im Körper der Albtafel unabhängig von präexistierenden Spalten entstanden.

4. Diese 125 Vulkanembryonen liegen so verteilt, als ob man einen mit Farbe erfüllten Pinsel über ein Blatt Papier ausgespritzt habe, d. h. sie liegen regungslos verteilt und nicht etwa in Vulkanreihen geordnet. Selbstverständlich aber kann man unter 125, auf engem Raume liegenden vulkanischen Ausbruchspunkten immer je mehrere durch eine Gerade verbinden. Dazu bedarf es nicht einmal gekrümmter Linien, wie Kranz solche konstruiert. Das ist dann aber so lange Spielerei, bis nicht tatsächlich eine Spalte auf dieser hypothetischen Linie nachgewiesen und zugleich auch noch dargetan ist, daß diese Spalte auch bereits prävulkanisch vorhanden gewesen ist.

Zu 1., 2., 3., 4. Erstens aus der Beimengung so zahlloser Brocken zertrümmerter Schichtgesteine, zweitens aus dem rundlichen Querschnitt (fast) aller

Eruptionsröhren, drittens aus der regellosen Verteilung der Eruptionspunkte folgt also mit zwingender Notwendigkeit die Unabhängigkeit dieser Vulkanembryonen des Uracher Gebietes von präexistierenden Spalten, mindestens im oberen Teil der Erdrinde. Was in der Tiefe für Verhältnisse in dieser Hinsicht obwalten, darüber können wir Meinungen hegen, sicheres Wissen aber fehlt uns.

Wer die zwingende Logik jener Schlüsse und die Richtigkeit des letzten Satzes nicht zu fassen vermag — habeat sibi.

5. Es wäre geradezu wunderbar, wenn die Platte der Alb damals, vor der Zeit der Eruption, keine einzige, auch noch so kleine Spalte gehabt haben sollte. Als daher die Eruptionen sich in diesen selbständig ausgeblasenen Röhren vollzogen, da konnte und mußte selbstverständlich die Asche auch einmal in eine solche Spalte hineingeblasen werden, wenn diese zufällig in den Juraschichten an der Stelle verlief, an der sich das Magma eine Röhre bahnte. So dürfte es sich leicht erklären, wenn heute ganz vereinzelt auch einmal eine von Tuff erfüllte längliche Spalte unter den über 125 Röhren rundlichen Querschnitts gefunden würde. Bisher sind dort überhaupt nur zwei derartige längliche, tufferfüllte, relativ kleine Spalten gefunden! Sie setzen hoch oben im Dogger auf, beweisen also nur, daß damals in diesem hohen Niveau eine kleine Spalte vorhanden war; nicht im mindesten beweisen sie aber zugleich auch, daß diese beiden kleinen Spalten die Ursache der Eruption an dieser Stelle gewesen sind, indem sie bis in den Schmelzherd herniedersetzten. Das ist doch ein großer Unterschied. Die Spalte kann prävulkanisch sein, braucht aber damit noch nicht den Ausbruch ermöglicht zu haben.

6. Wenn durch unaufhörliche Explosionen von Gasen auf einem so kleinen Gebiete nicht weniger als 125 Röhren durch die festen Schichten der Alb geblasen wurden, so liegt es ferner sehr nahe, anzunehmen, daß infolge dieser heftigen Erschütterungen hier und da Zerspaltungen der Jura- etc. Schichten entstehen konnten, so daß dann auch auf diese Weise einmal die Tuffbreccie in eine längliche Spalte hineingeblasen worden sein könnte. Aber diese Spalte ist dann natürlich eine postvulkanische und hat mit der Ursache der Eruption noch weniger zu tun, als die sub 5) erwähnte Spalte.

7. Jede nicht mit Tuffbreccie erfüllte Spalte endlich, die etwa über einen oder einige dieser Vulkanpunkte verlaufend gefunden werden sollte, ist ein Beweis dafür, daß sie entweder sicher postvulkanischer Entstehung ist, oder falls sie doch prävulkanisch war, daß sie trotzdem nicht oder nur ganz untergeordnet die Ursache der Eruption an dieser Stelle gewesen sein kann, denn sonst wäre sie eben mit Tuff oder mit Basalt erfüllt.

Zu 5., 6., 7. Den 125 Eruptionsröhren rundlichen Querschnittes stehen bisher zwei mit Tuff erfüllte längliche, relativ kleine Spalten gegenüber, die in hohem Niveau liegen. Sie mögen entweder erst infolge der Eruptionen entstanden oder schon vor diesen hier oben vorhanden gewesen sein, in keinem Falle liefern sie den Beweis, daß sie die Ursache der Eruption gewesen sind. Und wäre das dennoch der Fall, so würden sie als Ausnahme nur jene Regel bestätigen.

8. Die heutigen Albbeben, soweit sie durch Spaltenbildungen hervorgerufen werden, welche Tatsache ich absolut nicht bestritten habe, beweisen für das prävulkanische Dasein dieser Spalten zu miocäner Zeit nicht das mindeste. Noch heute vollzieht sich ja Gebirgsbildung auf Erden, noch heute entstehen Spalten; warum also sollten seit miocäner Zeit, d. h. seit Aufhören der vulkanischen Zeit, bei Urach denn keine Spalten entstanden sein?

Unmöglich können also **heutige** Spaltenbeben auf der Alb den **Beweis** dafür liefern, daß in tertiärer Zeit und **prävulkanisch** Spalten vorhanden gewesen seien.

II. Widerlegung der neuen Angriffe Kranz'.

a) Bevor ich die sehr zahlreichen neuen Einwürfe Kranz' gegen das, was ich bezüglich der Vulkanembryonen von Urach festgestellt habe, zurückweise, möchte ich kurz auf einen Widerspruch in Kranz' Ansichten hinweisen: Im Ries [1] traut er den durch das aufgestiegene Magma entstandenen Gasen die ungeheuerliche Wirkung zu, eine ca. 1000 m mächtige Scholle von 25 km Durchmesser aus dem Tafelgebirge der Alb herauszubrechen und bergan herauszuschieben. Im Gebiete von Urach aber bemängelt er, daß die Gase so sehr viel geringere Wirkungen hervorgebracht haben, indem sie kleine Kanäle durch die Gebirgsschichten schlugen; denn das bestreitet er insofern, als er wieder und immer wieder Spalten mehr oder weniger für die Ursache dieser Eruptionen hinstellen zu müssen glaubt.

b) Um das Vorhandensein prävulkanischer Spalten im Vulkangebiete von Urach einleuchtend zu machen, hat Kranz auf seiner Karte der Gegend von Urach zunächst einmal Spalten eingezeichnet, die er sich nur denkt und denen er überdies einen gebogenen Verlauf geben mußte, um je mehrere Vulkane durch diese Spalten verbinden zu können.

---

[1] Vergl. W. Branca und E. Fraas, Abwehr der Angriffe von W. Kranz gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten. Dies. Centralbl. 1911.

Ich halte das selbstverständlich als unzulässig, weil den Leser irreführend bezeichnet — denn man muß doch bedenken, daß Kranz' Angriffe gegen meine Arbeit den Zweck hatten, zu beweisen, daß dennoch Spalten vorhanden seien. Also mußte der Leser sie als Beweis auffassen.

Ich würde nicht darauf zurückkommen. Aber auch in seinem neuerlichen Angriffe will Kranz dieses sein Verfahren rechtfertigen damit, daß es wirklich in der Natur Spalten mit gekrümmtem Verlaufe gäbe. Gewiß gibt es solche, obgleich es da in vielen Fällen fraglich sein dürfte, ob das Gebogene ihres Verlaufes nicht nur ein Scheinbares ist, sie vielmehr nur einen polygonalen Verlauf besitzen. Also, gewiß, es gibt gekrümmte Spalten; aber um Abhängigkeit bestimmter Vulkane von Spalten zu beweisen oder „vermutlich" zu machen — was doch ziemlich dasselbe bezweckt —, darf man gedachte Spalten doch überhaupt nicht oder höchstens nur mit geradem Verlaufe einzeichnen.

Derartige Konstruktion von Spalten, wie Kranz sie macht, um seinen „Vermutungen" Ausdruck zu geben, haben nicht den geringsten wissenschaftlichen Wert für das, was Kranz hier beweisen will. Wohl aber haben sie, im Gegensatz dazu, den großen praktischen, irreführenden Erfolg, daß Zahlreiche, welche flüchtig eine Arbeit oder eine Karte ansehen, notwendig annehmen müssen, dem Verlaufe der konstruierten Spalten lägen wirklich stichhaltige Beweisgründe zugrunde. Bei der ungeheuren Menge von Literatur, die alljährlich erscheint, können die meisten Arbeiten von den meisten nur flüchtig durchgelesen und nur dann richtig durchstudiert werden, wenn der Leser ein besonderes Interesse an dem Stoff oder an dem Autor nimmt. Kranz' gebogene, erdachte Spalten sind somit in keiner Beziehung zu entschuldigen.

c) Seinen Hauptangriff faßt Kranz dann in die Worte: „Dagegen bleiben fünf andere auf das Vulkangebiet hinzielende tektonische Spaltensysteme auch heute noch wohl begründet:

1. Die geologisch nachgewiesenen Flexuren und Bruchlinien bei Bodelshausen, Ofterdingen, Nehren und Mössingen.

2. Die Höhenlinie Augstberg—Sternberg—Eisenrüttel. Um sie gruppieren sich die Albbeben, an ihr ändern sich vielfach die Richtungen der Stöße. Sie bildet die Grenze zwischen der nördlichen, nahezu horizontalen und der mittleren mit 0,98 % gegen Süden geneigten Schichtenzone und auf ihr brachen obermiocäne Basaltmassen im Eisenrüttel hervor.

3. Die Schönbuch-,

4. die Filder- und

5. die Schwarzwaldsysteme."

Was es nun mit diesen fünf Spalten in Wirklichkeit auf

sich hat, werden meine folgenden Ausführungen zeigen. Tatsächlich liegen die Dinge so:

Die sub 3., 4., 5. angeführten Spalten, längst bekannt, liegen ja **außerhalb** der hochanfragenden Alb, unten im Unterlande; sie laufen auf den Steilrand derselben ganz ungefähr senkrecht zu. Wenn sie nun wirklich in den Albkörper einträten, so müßte man das doch am Steilrande der Alb ohne weiteres nachweisen können und längst beobachtet haben; kann man denn einen besseren Aufschluß haben, als ihn der Steilrand darbietet? Namentlich würde Kranz doch, der so überzeugt von dem Vorhandensein solcher Spalten im Albkörper ist, an die betreffenden Stellen hingegangen sein und die Spalten am Steilrande der Alb nachgewiesen haben. Hier kann Kranz doch nicht sagen, die Spalten wären schon vorhanden, sie lägen nur unter der Ackerkrume verborgen, man könne sie daher nicht sehen. Am Steilrande der Alb trifft das ja gar nicht zu, da könnte sie ja ein Laie sehen! Und da hat sie selbst Kranz nicht sehen können.

Das alles ist doch so überzeugend klar, wie nur etwas sein kann. Auch nicht von einer einzigen dieser drei Spalten ist das bisher möglich gewesen. Eine jede Spalte muß doch irgendwo einmal anfangen und irgendwo einmal endigen. Warum sollen denn nun gerade diese Spalten nicht da endigen, wo sie das tun, vor der Alb, sondern erst da, wo Kranz das gern möchte, in der Alb, weil er sie dann für seine Angriffe verwerten könnte?

Ich glaube, diese Darlegung der tatsächlichen Verhältnisse und der Hinweis darauf, daß alle doch zweifellos von Kranz gemachten Versuche mißlungen sind, diese Spalten an einem der denkbar schönsten Aufschlüsse, dem Albsteilrand, nachzuweisen, genügen zur Widerlegung dieses Kranz'schen Einwurfes. Übrigens aber, selbst wenn diese Spalten in die Alb einträten, dann wäre damit doch noch keineswegs gesagt, daß sie die Ursache einiger der 125 Vulkanembryonen gewesen seien.

d) Fassen wir nun die sub 1) von Kranz namhaft gemachten Spalten ins Auge, die „Flexuren und Bruchlinien bei Bodelshausen, Ofterdingen, Nehren und Mössingen.“ Es ist mir völlig unverständlich, wie diese Spalten von Kranz als Beweise dafür herangezogen werden können, daß die Vulkanembryonen bei Urach nicht unabhängig (mindestens im oberen Teil der Erdrinde) von Spalten seien. Die von Kranz hier aufgeführten Spalten liegen ja sämtlich erstens einmal drunten im Unterland, außerhalb der Alb, und zweitens ganz außerhalb des Vulkangebietes. Sie können folglich weder beweisen, noch auch nur wahrscheinlich machen oder irgend eine vernünftige Vermutung unterstützen,

daß die Vulkanembryonen im Gebiete von Urach doch abhängig von Spalten seien.

e) Ich wende mich nun zu der sub 2. von Kranz erwähnten angeblichen Spalte, die über die vulkanischen Punkte des Eisenrüttel, Sternberg, Augstberg laufen und deren Entstehung verursacht haben soll. Kranz spricht hier zwar nur von einer „Höhenlinie“. Daß er aber eine Spalte darunter versteht, geht zweifellos aus seinen weiteren Worten sowie daraus hervor, daß er sie als Spalte in seine oben erwähnte Karte einzeichnet, und endlich daraus, daß er sie als Ursache der genannten 3 Vulkanvorkommen erklären möchte; denn niemals kann doch eine bloße „Höhenlinie“ die Ursache der Entstehung von Vulkanen in dem Sinne sein, in welchem Kranz seine Angriffe gegen die von mir vertretene Ansicht richtet. Wie es nun in Wirklichkeit mit dieser angeblichen Spalte steht, durch welche Kranz sich und die Leser abermals irreführt, will ich im folgenden dartun:

Regelmann ist in seinen bekannten Arbeiten über die Schwäbische Alb zu dem Ergebnis gekommen, daß die aus harten Kalken bestehende Oberfläche der Alb eine dreifach verschiedene Neigung besitze: Eine nördliche Längszone, die fast horizontal sei, eventuell um einen winzigen Betrag nach Nordwesten falle; ihre Neigung betrage nämlich von 0 bis zu 0,52 Grad[1]. Eine zweite mittlere Längszone, die mit durchschnittlich 0,98, also ganz schwach nach Süden falle. Eine dritte, südliche Längszone, die mit 2,36 Grad nach Südosten falle. In der folgenden Figur habe ich das mit eingeschriebenen Fallzahlen dargestellt.

< 2,36°	< 0,98°	——> 0—0,52°

Profil von NW—SO quer über die Alb, um die nach Regelmann stattfindende gegenseitige Neigung der drei Längszonen zu erläutern.

Man sieht also, daß der Unterschied in der angeblichen Neigung der Oberfläche der Alb zwischen der Nord- und Mittelzone nur 1 bis höchstens 1½ Grad beträgt. Genau auf der Grenzlinie zwischen der nördlichen und der Mittelplatte, also genau auf der angeblichen „Bruchlinie“ zwischen beiden sollen nun die Vulkanpunkte Eisenrüttel, Sternberg, Augstberg liegen. Regelmann hat indessen in seiner bekannten Karte des südwestlichen Deutschlands hier durchaus keine Bruchlinie eingezeichnet, sondern nur eine Kammlinie. Der „Bruch“ ist folglich eine ganz willkürliche Annahme von Kranz. Eine Kammlinie, von der aus die Oberfläche der Alb nach Norden und nach Süden um einen so überaus winzigen Betrag von 1—1½ Grad geneigt sein soll, ist

[1] Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1891. p. 244. S. auch Branca. Schwabens 125 Vulkanembryonen. Ebenda 1894. p. 10. 11. Fig. b.

auch schwerlich die Linie eines derartigen Bruches, welcher bis auf den Schmelzherd hinabsetzt und zudem bereits in prävulkanischen Zeiten vorhanden gewesen sein muß, sondern diese Kammlinie ist meiner Ansicht nach, wenn sie existiert, wohl nur eine ganz leichte Schichtenbiegung.

Aber noch mehr, Regelmann hat diese „Kammlinie" ja niemals als Linie gesehen; sie dürfte daher mit demselben Rechte als „Kammfläche bezeichnet werden können — falls sie wirklich existiert; wenn aber doch, dann ist unerwiesen, ob sie dann wirklich auch über die Punkte Eisenrüttel, Sternberg, Augstberg hinwegläuft, oder ob sie in irgend einer Entfernung von diesen verläuft. Regelmann hat sie eben nur theoretisch, nur darum über jene Vulkanpunkte gelegt, weil er ebenfalls an der Vorstellung festhält, daß Vulkane auf Spalten liegen müssen und weil er sie doch irgendwo auf seiner Karte einzuzeichnen gezwungen war. Aber schließlich ein Drittes:

Diese Ergebnisse Regelmann's sind nicht etwa gewonnen durch direkte Beobachtungen des Fallens der Schichten, welche die Albhochfläche bilden; da es sich hier nämlich vielfach um ungeschichtete Kalke handelt, so war das Beobachten des Fallens der Schichten überhaupt unmöglich! Es war aber auch nicht durchführbar, etwa im Liegenden des ε, im δ, das Fallen zu bestimmen, da dieses δ selbst nicht selten massig, vor allem aber, da es dort oben nicht genügend aufgeschlossen ist.

Die Bestimmung der Kammlinie gründet sich also keineswegs auf die Feststellung des Fallens der Schichten, sondern nur auf die Feststellung der heutigen Höhenlage der höchsten Punkte der Oberfläche der Alb. Hier treten aber zwei ganz unberechenbare Faktoren mit in die Rechnung ein: Einmal die an verschiedenen Punkten natürlich verschiedene Mächtigkeit dieser Epsilon- und Deltakalke. Zweitens die an verschiedenen Punkten verschiedene Härte dieser Gesteine, welche die Alboberfläche heute bilden, also der verschiedene Grad ihrer Abtragung durch Verwitterung. Da durch diese Verschiedenheit die eine Höhe etwas mehr, die andere etwas weniger hervorragen muß, so kann das Ergebnis mithin unmöglich ein genaues sein[1].

Aus diesen vollkommen klar liegenden negativen Tatsachen macht nun Kranz eine positive, eine bewiesene Spalte, welche er in seine Karte einzeichnet und welche über die genannten Vulkanpunkte verläuft und bereits in prävulkanischer Zeit vorhanden, also die Ursache dieser Vulkanbildung war! Dieses Vorgehen ist um so weniger begreiflich, als ich bereits im Jahre 1895[2] das

---

[1] Regelmann, Trigonometrische Höhenbestimmungen für die Atlasblätter Ehingen, Laupheim, Riedlingen 1877. p. 124.

[2] Vulkanembryonen, p. 629.

hier Dargelegte auseinandergesetzt und dort gesagt habe, daß mir das durch freundliche Mitteilung des Herrn Regelmann bestätigt worden sei.

In summa: Diese angebliche Bruchlinie ist bisher weder als Bruch, noch auch nur als Knickung, noch als Biegung, noch überhaupt als eine gerade Linie von irgend einem Menschen gesehen worden. Ihr Verlauf gerade über diese drei Vulkanpunkte ist bisher von keinem Menschen festgestellt, ihre Eigenschaft überhaupt als Linie völlig unerwiesen, ihr Hinabsetzen in die Tiefe absolut unbeweisbar, ihr angeblich prävulkanisches Alter vollends nur eine Sache der Phantasie und ihre Eigenschaft als Ursache der drei großen Vulkanpunkte Eisenrüttel, Sternberg, Augstberg ganz in der Luft schwebend.

Es handelt sich hier überhaupt vielleicht um gar keine Linie, sondern um eine breitere Zone, die in kaum merklicher Weise gebogen ist — falls sie überhaupt existiert.

In einer solchen Unterlage also sieht Kranz ein sicheres Fundament und baut auf diesem den angeblich sicheren Beweis für die Abhängigkeit wenigstens einiger weniger Vulkanpunkte in der Schwäbischen Alb von präexistierenden Spalten, und auf Grund solcher Beweisgründe sucht er nicht nur vor den Fachgenossen, sondern auch vor dem Zeitungspublikum das Ergebnis meiner Untersuchungen als erschüttert und unrichtig darzutun!

(Schluß folgt.)

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Eine neue Jolly'sche Federwage zur Bestimmung des spezifischen Gewichts.

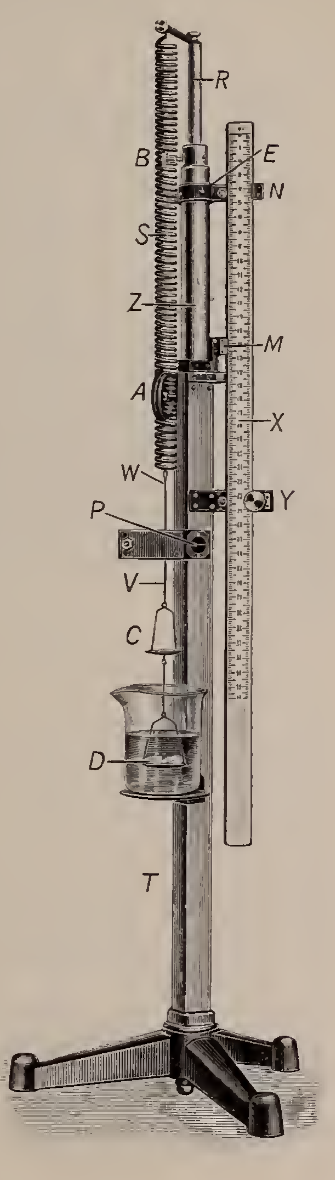
Von **Edward H. Kraus** in Ann Arbor.

Mit 1 Textfigur.

Die erste eingehende Modifikation der Jolly'schen Spiralfederwage[1] wurde 1900 von Linebarger[2] eingeführt, dessen verbesserte Wage jetzt in Amerika ziemlich weit verbreitet ist. Die neue Wage, welche beschrieben werden soll, besitzt mehrere Verbesserungen, wovon das Registrieren der Federverlängerungen und die

[1] Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1864. 162.
[2] Physical Review. 1900. 11. 110.

Verminderung der Zahl der Ablesungen auf zwei, um das spezifische Gewicht zu bestimmen, die wichtigsten sind.



Diese Wage[1] besteht aus einem rechtwinkeligen und vertikalen Tubus T, der den festen Nonius M und die bewegliche Skala X trägt, wie in beistehender Abbildung zu ersehen ist. Ein zweiter, runder Tubus Z ist mittels der Schraube A in T beweglich. Der bewegliche Nonius N ist durch den Arm E an dem Tubus Z befestigt. Die Schraube B bewegt die Stange R, welche in dem Tubus Z verschiebbar ist. Von R hängt die Spiralfeder S, welche durch die Drähte W und V mit dem Zeiger P und den Schalen C und D verbunden ist. P schwingt frei vor einem kleinen Spiegel, der mit einer horizontalen, als Index dienenden Marke versehen ist.

Um die Wage zur Bestimmung des spezifischen Gewichts fester Körper, z. B. von Mineralien, zu brauchen, müssen zuerst die Skala X, die beiden Nonien M und N, sowie auch der Zeiger P in die Nullstellungen gebracht werden, indem die untere Schale D völlig in Wasser eintaucht. Da der Nonius M fest und unbeweglich ist, sind die Nullstellungen von N und X bestimmt und liegen M gegenüber. Die Nullstellung von dem Zeiger P erhält man, wenn P mit der Marke auf dem Spiegel zusammenfällt, was leicht mittels der Schraube B zu erzielen ist. Ein Mineralfragment wird nun auf die obere Schale C gebracht und die Federverlängerung bestimmt, indem man den Zeiger P wieder auf Null, die Marke am Spiegel, bringt. Dies geschieht jetzt durch das Drehen der Schraube A, welche

[1] Durch die mechanische Werkstätte von Eberbach and Son Company Ann Arbor, Michigan, zu beziehen.

den beweglichen Tubus Z, die Skala X und den verschiebbaren Nonius N nach oben treibt und dadurch die Spiralfeder bis zur bestimmten Länge auch auszieht. Nachdem man die Nullstellung des Zeigers erhalten hat, wird die Skala X durch Anziehen der Schraube Y festgeklemmt. Selbstverständlich gibt die Ablesung bei M direkt die Verlängerung der Feder, welche durch das Gewicht des Fragments in Luft veranlaßt worden ist. Das Fragment wird jetzt auf die untere in Wasser eingetauchte Schale D übertragen. Der Zeiger P wird wieder, zum dritten Male, in die Nullstellung gebracht. Dieses Mal wieder durch die Drehung der Schraube A, aber in der Weise, daß der Tubus Z und der bewegliche Nonius N nach unten verschoben werden, dabei bleibt jedoch die Skala X stehen, da sie durch die Schraube Y festgeklemmt worden ist. Das Bewegen des Tubus Z nach unten hat die Verlängerung der Feder vermindert und diese Verminderung, welche durch Eintauchen des Fragments in Wasser veranlaßt worden ist, kann man sofort bei N ablesen. Daher folgt es, wenn man die Ablesung bei M, welche dem Gewicht des Fragments in Luft proportional ist, durch G darstellt, und die Ablesung bei N, welche den Verlust im Gewichte durch Eintauchen in Wasser repräsentiert, durch V angegeben wird, daß die Formel zur Bestimmung des spezifischen Gewichts mittels der Federwage in folgender vereinfachter Weise geschrieben werden kann:

$$\text{Spezifisches Gewicht} = \frac{\text{Gewicht in Luft (G)}}{\text{Verlust in Wasser (V)}},$$

welche beiden Werte G und V direkt an der Skala X abzulesen sind.

Die Figur stellt die Wage in der dritten Stellung dar, d. h. mit dem Fragment in Wasser eingetaucht und zeigt, daß man die Verlängerungen der Feder nach der Operation ablesen, und, wenn nötig, nach dem Berechnen des spezifischen Gewichts noch wieder bestätigen kann. Da nur zwei direkte Ablesungen nötig sind, wird das Berechnen — eine Division — auch sehr vereinfacht, dagegen sind aber bei den älteren Formen der Federwage drei Ablesungen, zwei Substraktionen, und eine Division erforderlich.

Dem ausgezeichneten Mechaniker, Herrn Ralph Miller, bin ich für Rat und Hilfe bei der mechanischen Konstruktion der Wage zum großen Danke verpflichtet.

Mineralogical Laboratory, University of Michigan.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Regelmässige Einlagerung von Eisenglanz in Cancrinit.

Von **A. Johnsen** in Kiel.

Mit 1 Textfigur.

Während soeben Thugutt[1] zeigte, daß die gelbe Farbe der Cancrinite von Brevig wahrscheinlich auf einem kleinen Mosandritgehalt beruht, ist die rosa Farbe von Cancrinit des Ilmengebirges bei Miask auf Eisenglanzeinschlüsse zurückzuführen. Schon Kenngott[2] spricht von regelmäßigen oder verzerrten hexagonalen Tafeln dieses Minerals, und auch H. Ruff[3] erwähnt Eisenglanzgehalt des gleichen Cancrinitvorkommens. Ebenso fand ich im gelben Cancrinit von Litchfield (Maine) Hämatitblättchen; auch gehen nach A. Koch[4] bei Ditró (Siebenbürgen) rosenrote und gelbe Varietäten kontinuierlich ineinander über, und die erbsengelbe Farbe sehr dünner Eisenglanztafeln ist ja bekannt.

Miasker Cancrinit erhielt ich aus der Göttinger Sammlung durch Herrn Mügge, aus der Moskauer Sammlung durch Herrn Vernadsky gütigst geliehen.

Die Eisenglanzkriställchen sind z. T. in einzelnen // $\{0001\}$ des Cancrinit gelegenen Horizonten angereichert; es sind Tafeln nach $\{0001\}$ von 7 μ maximaler Dicke und 50 μ maximalem, gewöhnlich aber viel kleinerem, Durchmesser. Die Tafelfläche liegt selten unregelmäßig, meist vielmehr // $\{10\bar{1}0\}$ oder auch // $\{11\bar{2}0\}$ des Cancrinits (das gilt auch für das Litchfielder Vorkommen); öfters hat eine Eisenglanztafel einen Knick // $\dot{c}$ des Cancrinit und liegt zur einen Hälfte // $\{10\bar{1}0\}$, zur andern Hälfte // $\{11\bar{2}0\}$ des letzteren, indem beide Hälften einen Winkel von 30^0 bilden (vergl. Fig. a, a' und b, b'). Die Blättchen zeigen zweierlei Umriß, einen achtseitigen (Fig. a und a') und einen sechsseitigen bis rhombenförmigen (Fig. b und b'), während Kombinationen von beiden (a und b) fehlen. Die Symmetrie der Blättchenform ist offenbar, wie bei so vielen regelmäßigen Verwachsungen, durch die kristalli-

---

[1] Thugutt, N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. I. p. 25.

[2] Kenngott, Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss. Wien. **10**. p. 290; 1853 math. naturw. Kl.

[3] H. Ruff, Zeitschr. f. Krist. **2**. p. 456. 1878.

[4] A. Koch, N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. I. p. 144.

sierte Kontaktsubstanz (Medium oder Träger) beeinflußt, sie hat regelmäßige Verzerrungen erlitten. Man wird mit großer Sicherheit annehmen dürfen, daß eine der drei wahren Symmetrieebenen des Hämatit in obiger Figur entweder vertikal oder horizontal, d. h. entweder // $\dot{c}$ oder ⊥ $\dot{c}$ des Cancrinit orientiert sei. Zwischen diesen beiden Wahrscheinlichkeiten konnte ich zunächst nicht entscheiden, da jede Seite der Täfelchen eine Serie von Schimmerreflexen[1] gab, welche fast kontinuierlich in die Reflexe von (0001) und $(000\bar{1})$ übergingen und keine bestimmten Flächen mR oder mP2 markierten. Zwillingslamellen nach $(10\bar{1}1)$ des Hämatit, welche eine Entscheidung hätten herbeiführen können, waren weder von vornherein, noch nach dem Glühen zu beobachten.

Da jedoch, wie oben erwähnt, keine Übergänge zwischen beiderlei Formen (a und b) vorkommen, so ergibt sich mit großer Wahrscheinlichkeit, daß diese Formverschiedenheit lediglich auf einer Verschiedenheit der Orientierungen gegenüber dem formbeeinflussenden Cancrinit beruht; ein solch durchgehender und scharfer Kontrast zwischen beiden Trachten wäre nicht wohl erklärbar, wenn die Besitzer der beiden Formen sich in der gleichen Situation befänden, ist auch in derartigen Fällen meines Wissens nie beobachtet, wohl aber dann, wenn zweierlei Orientierungsgesetze vorliegen, wie z. B. nach Linck[2] bei Verwachsungen von Turmalin-Individuen mit einem Glimmerkristall. Freilich kann eine und dieselbe Kristallsubstanz bei einer und derselben Orientierung gegenüber einer und derselben zweiten Kristallsubstanz auch lediglich, infolge der Verschiedenheit zweier Flächen, denen sie sich auflagert, verschiedenen Habitus erhalten; so betont Mügge[3], daß die Albite auf {010} des Orthoklas andere Tracht besitzen als diejenigen auf {110} desselben. In unserem Fall aber würde es sich für beide Trachten — wenn überhaupt um Auflagerung statt um Einlagerung — um eine und dieselbe Fläche des Trägers (Cancrinit) handeln, nämlich wie leicht ersichtlich um $\{10\bar{1}0\}$ (bezw. {1210}).

Demnach existieren zwei Paare von Gesetzen der Verwachsung von Cancrinit und Eisenglanz, und diese lauten:

1. (0001) des Eisenglanz // $(10\bar{1}0)$ bezw. // $(1\bar{2}10)$ des Cancrinit
   $(1\bar{2}10)$ „ „ // $(1\bar{2}10)$ „ // $(10\bar{1}0)$ „ „
2. (0001) des Eisenglanz // $(10\bar{1}0)$ bezw. // $(1\bar{2}10)$ des Cancrinit
   $(1\bar{2}10)$ „ „ // (0001) „ // (0001) „ „

[1] Ich operierte u. d. M. mit dem Klein'schen Drehapparat und mit isolierten (durch HCl) Eisenglanzblättchen in Luft oder mit Cancrinitspaltungssäulchen in Cedernöl ($n_D = 1{,}515$, $\omega_D = 1{,}496$, $\varepsilon_D = 1{,}524$), so daß der Cancrinit sehr klar wurde.

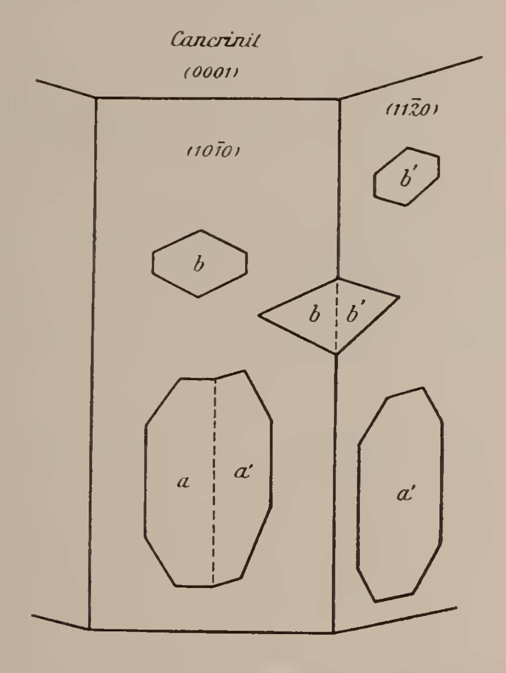
[2] Linck, Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **33**. p. 350. 1899.

[3] Mügge, Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVI. p. 452. 1903.

Im übrigen hängt natürlich die Zahl gleichwertiger Orientierungen von der Symmetrie des Eisenglanzes und von der Symmetrie des Cancrinit ab, dessen genauere Plazierung innerhalb des hexagonalen Systems vielleicht mittels der Ätzmethode bewerkstelligt werden könnte.

Ein an Eisenglanz besonders reiches Stückchen Miasker Cancrinit ergab 0,61 % Fe_2O_3.

Wäre der Eisenglanz früher als der Cancrinit gebildet, so könnte die Orientierung keine regelmäßige sein (wie ich bei Beschreibung der Verwachsung Carnallit + Eisenglanz auseinander-



setzte); wäre die Bildung beider Minerale gleichzeitig, so müßten die oben erwähnten um $\dot{c}$ des Cancrinit geknickten Hämatitblättchen entsprechend den Wachstumsstadien des Cancrinit in diesem längs den Kanten konzentrischer sechsseitiger oder zwölfseitiger Prismen angeordnet sein, was nicht der Fall ist.

Die Eisenglanzbildung ist also sekundär und beruht demnach wohl auf Entmischung eines Fe, Al-Cancrinit, in welchem zufolge unserer Analyse 1,4 Mol. Fe-Cancrinit mit 98,6 Mol. Al-Cancrinit vermischt gewesen wären. Derartige Mischungsfähigkeit mag bei der wohl pneumatolytischen Entstehung des Cancrinit infolge höherer Temperatur sehr wohl bestanden haben. Schreibt man unter Weglassung von Carbonat und Wasser die Nephelin-

formel statt der Cancrinitformel, so kann man jene Entmischung leicht formulieren, wobei sich zugleich die Entstehung von Ägirin und Natrolith ergibt, die beide neben Hämatit in Cancriniten aufgefunden wurden und zwar bedeutsamerweise anscheinend ebenfalls regelmäßig orientiert:

1. $3 NaFeSiO_4 = Fe_2O_3 + NaFe(SiO_3)_2 + Na_2SiO_3$.
2. $2 NaFeSiO_4 + 2 NaAlSiO_4 = Fe_2O_3 + Na_2Al_2Si_3O_{10} + Na_2SiO_3$.

Das Natronwasserglas wird fortgeführt.

Die Hämatitblättchen orientierten sich bezeichnenderweise senkrecht zu den Richtungen geringster Kohäsion, d. h. // $\{10\bar{1}0\}$ und // $\{11\bar{2}0\}$[1] des Cancrinit.

Ähnlicher Entstehung ist wohl auch die anscheinend regelmäßige Einlagerung von Eisenglanz in Sodalithmineralien und auch der Eisenglanz der roten Orthoklase (z. B. in Rapakiwis, sowie in Quarzporphyren vom Luganer See, aus Tirol und aus Schweden), der Mikrokline und Perthite; der Perthit von Perth (Canada) und derjenige von Bathurst (Neu-Braunschweig) zeigen die regelmäßige Eisenglanzeinlagerung nur im Mikroklin, nicht im Albit, während in dem Sonnenstein von Twedestrand ein Fe_2O_3 führender Plagioklas vorliegt; auch gibt nach Day[2] und Allen[2] eine durch Spuren von Fe_2O_3 verunreinigte Plagioklasschmelze bei der Ausscheidung von Plagioklasen sogleich fast alles Fe_2O_3 an letztere ab.

Auch im Biotit des Glimmersyenites vom Gieringer Loch bei Petersthal und Brischapbach bei Wildschapbach (Schwarzwald) findet man Eisenglanz (mikroskopisch) anscheinend regelmäßig (jedenfalls 0001 // 001) eingewachsen, und im spanischen Avanturin steckt der Eisenglanz wesentlich im Muscovit, weniger im Quarz. Dagegen scheint das Fe_2O_3 der roten Heulandite amorph zu sein, ebenso wie im roten Steinsalz, wo man es ja aus chemischen Gründen nicht auf Entmischung zurückführen kann.

Ähnlicher Entstehung scheint zuweilen auch der Magnetit zu sein. Im Cancrinit von Miask fand ich achtseitige Täfelchen von Magnetit-Substanz, genau wie Fig. a orientiert, während Thugutt[3] den Magnetit des rosenroten Cancrinit von Brevig für primär hält. Auch die von Osann[4] beschriebenen Magnetitskelette des Noseans im Eläolithsyenit von Montreal könnten hierher gehören.

---

[1] Auch diese Spaltbarkeit ist recht gut, so daß ich mittels Reflexionsgoniometers fand ∢ $(10\bar{1}0) : (11\bar{2}0) = 29^\circ 40'$ statt $30^\circ 0'$.

[2] Day und Allen, Amer. Journ. of Science. 19. p. 93. 1905; vergl. auch Thugutt, dies. Centralbl. 1910. p. 65.

[3] Thugutt, N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. I. p. 25.

[4] Osann, N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. I. p. 223.

Vorläufige Mitteilung über Yttrofluorit, eine neue Mineralspezies aus dem nördlichen Norwegen.

Von **Thorolf Vogt** in Kristiania.

Im Sommer 1909 unternahm ich eine Reise im nördlichen Norwegen und besuchte mehrere granitische Pegmatitgänge, die erst in den letzten Jahren aufgeschlossen wurden, und die früher nicht von Mineralogen besucht waren. Es wurden mehrere interessante Mineralien aufgefunden; hier soll speziell von einem dem Yttrocerit nahestehenden Minerale kurz berichtet werden.

Der Pegmatitgang, in welchem dieses Mineral vorkommt, steht in genetischer Beziehung zu sehr ausgedehnten Granitfeldern, die von norwegischen Geologen zu der archäischen Formation gerechnet werden. Er bildet eine große, steile, linsenförmige Einlagerung in Granit, mit welchem er durch strukturelle Übergänge verbunden ist. Der Granit ist ein schön gebankter grauer Biotit-Hornblende-Granit, z. T. grobkörnig und mit deutlicher Parallelstruktur.

Der Feldspat im Pegmatitgang ist überwiegend ein Mikroklinperthit, der in außerordentlich großen Individuen vorkommt.

Quarz ist reichlich, Glimmer (Muscovit) ziemlich spärlich vorhanden. Glasklare Albitkristalle, die sich nach optischen Untersuchungen als fast ganz anorthitfrei erwiesen haben, kommen mit Muscovit und Fluorit auf offenen Spalten und Hohlräumen vor. Von den für die skandinavischen Granitpegmatitgänge charakteristischen Mineralien habe ich an der beschriebenen Lokalität bisher Orthit, Gadolinit, Fergusonit, Euxenit (?) und Xenotim gefunden.

Orthit ist sehr häufig und in mehreren Varietäten vorhanden, welche alle doppelbrechend und z. T. stark pleochroitisch sind. Die stärkste Lichtabsorption findet in der Richtung der b-Achse statt. Der Pleochroismus zeigt bei zwei Varietäten folgende Farben.

α hell grünbraun	α hellbraun
β bräunlich grün	β tief grünbraun
γ hell grünbraun	γ grünlichbraun.

Zonarer Aufbau der Kristalle kommt bisweilen in ausgesprochener Weise vor. Ebene der optischen Achsen ist (010).

Gadolinit findet sich in ganz kleinen, aber besonders schönen und flächenreichen Kristallen, die eine starke Doppelbrechung ohne Spur von metamikt amorpher Substanz aufweisen. Im Dünnschliffe ist der Gadolinit hellgrün ohne merklichen Pleochroismus.

Fergusonit kommt teils in derben metamikt amorphen Massen vor, die den gewöhnlichen grobmuscheligen Bruch aufweisen, teils aber auch in mikroskopisch kleinen tetragonalen Kristallen, die sich z. T. als doppelbrechend (optisch einachsig) ergaben, und zwar zeigte sich ein ursprünglicher und frischer doppelbrechender Kern mit randlich umgewandelter amorpher Hülle. Frischer Fergusonit mit deutlich

wahrnehmbarer Doppelbrechung ist bisher nicht gefunden worden. Die Doppelbrechung ist stark und zwar mit optisch negativem Charakter. Bekanntlich hat man Fergusonit mit der Scheelitreihe und mit Anatas zu einer morphotropischen Reihe vereinigt. Anatas ist optisch negativ, die zwei Bleisalze Stolzit und Wulfenit ebenso,. während die Calciumsalze Scheelit und Powellit beide optisch positiven Charakter besitzen. Der frische Kern vom Fergusonit hat eine dunklere Farbe als die amorphe in Dünnschliffen orangebraune Substanz; der Kern ist tief nußbraun mit schwachem aber bemerkbarem Pleochroismus, $\omega > \varepsilon$.

Ein euxenitähnliches Mineral ist in rötlichbraunen derben Massen vorhanden.

Xenotim kommt sparsam in kleinen, gelblichbraunen Kristallen, begrenzt von einem Prisma und zwei Pyramiden ($\{111\}$ und $\{331\}$), vor. Zu sicherer Identifizierung wurden die Winkel $111 : \bar{1}\bar{1}1$ zu $82^0 21'$ gemessen (berechnet: $82^0 22'$).

Flußspat kommt spärlich vor, teils in farblosen Kristallen teils in verschiedenen grünen Varietäten. Die Dichte des farblosen beträgt 3,2006.

Als eine größere, ziemlich reine Gangmasse kommt nun ein Mineral vor, das ich vorerst mit keiner bekannten Mineralspezies identifizieren konnte. Es zeigte manche Ähnlichkeit mit Fluorit, ergab aber ein zu hohes spezifisches Gewicht und zeigte eine nur unvollkommene Spaltbarkeit.

Physikalische Eigenschaften: Farbe gelblich bis gelblichbraun, auch bräunlich und hell gelbgrün; durchsichtig bis durchscheinend. Der Glanz ist auf Spaltflächen glasartig, am unebenen Bruch fettig. Der Einfluß der Atmosphärilien bewirkte ein Ausbleichen der Farben. Mineralstücke, die längere Zeit im Feldspatbruch offen gelegen haben, sind mit einer weißen quarzähnlichen Rinde überzogen. Das Mineral ist sehr spröd. Das Kristallsystem ist regulär, Querschnitte von Kristallen, die in Feldspat eingewachsen sind, zeigen reguläre Formen. Im Dünnschliffe erweist sich das Mineral als isotrop und völlig homogen; eine, wenn auch unvollkommene Spaltbarkeit nach dem Oktaeder ist wahrzunehmen. Im Goniometer geben Spaltflächen keine meßbaren Reflexe, Schimmermessungen ergaben einen Spaltwinkel von etwa 70^0. Die Härte ist größer als 4, kleiner als 5 (ritzt Flußspat, selbst von Apatit geritzt), beträgt also etwa $4\frac{1}{2}$. Die Lichtbrechung wurde mittels zwei Prismen bestimmt, wovon No. I aus demselben Stück wie das Analysenmaterial genommen wurde.

	I	II
n_{Li}	1,4550	1,4500
n_{Na}	1,4572	1,4522
n_{Tl}	1,4586	1,4537
n_{Sr}	—	1,4567

Zur Herstellung von monochromatischem Licht wurde ein Wülfing'scher Monochromator verwendet[1]. Die folgenden spezifischen Gewichte wurden an denselben Mineralien ermittelt:

I	II
3,5572	3,5356

Chemische Eigenschaften: Die qualitative Analyse ergab, daß es sich um ein Fluorid von hauptsächlich Calcium und Yttererden handelt. Kieselsäure ist nicht anwesend, dagegen konnten spektroskopisch Alkalien, und zwar Na, Li und K, in kleinen Mengen nachgewiesen werden. Eine quantitative Analyse ergab:

	I
CaO	54,89 %
Yttererden	17,35 „
Ceriterden	1,68 „
Alkalien	0.15 „
F (berechnet)	45.54 „
Glühverlust	0,67 „
Hygr. Wasser unter 100°	0.22 „
	120,50 %
Ab für O	19.17 „
	101.33 %

Die geglühten Oxyde der seltenen Erden waren beinahe weiß, nur mit einem schwach orange Stich, entsprechend dem niedrigen Gehalt an Ceritoxyden. In dem Glühverlust inbegriffen ist ein Teil verflüchtigter Fluoride. Es entspricht die Analyse $20\,CaF_2 \cdot 3\,YF_3$; es besteht somit keine einfache stöchiometrische Beziehung zwischen Calcium und den Yttererden. Das Mineral hat keine ganz konstante Zusammensetzung; es ergab nämlich eine Analyse an Material von einem anderen Handstück ein etwas anderes Resultat.

Das vorliegende Mineral zeigt in chemischer Hinsicht große Ähnlichkeit mit dem Yttrocerit, der schon von Berzelius aus Finbo und Broddbo in Schweden beschrieben worden war. Der Yttrocerit aus Schweden ist bekanntlich auch ein Fluorid von Calcium und den seltenen Erden, und zwar ist der Gehalt der letzteren schwankend (23—33 % $(Ce, Y)F_3$). Yttrocerit ist wahrscheinlich regulär mit oktaedrischer Spaltbarkeit und einer Härte von etwa $4\frac{1}{2}$.

Ein Unterschied besteht darin, daß unser Mineral sich als beinahe wasserfrei erwies, während der schwedische Yttrocerit einen bedeutenden Gehalt an Wasser besitzt. Dieser Gehalt an Wasser ist entweder als ein sekundärer oder als Hyderoxyd statt Fluor anzusehen und bedingt wohl keine wesentlichere Differenz.

[1] Messungen am Min.-petr. Institut d. Universität Wien ausgeführt.

Ein wichtiger Unterschied der beiden Mineralien besteht darin, daß unser Mineral verhältnismäßig wenig Ceriterden enthält und deshalb als ein spezifisches Yttriummineral anzusehen ist, was bei dem eigentlichen Yttrocerit nicht der Fall ist. Es schien deshalb berechtigt, das betreffende Mineral als eine, dem Yttrocerit nahestehende, neue Mineralspezies auszuscheiden und so habe ich es mit dem Namen Yttrofluorit belegt. Der Name Yttrocerit soll für die cerreicheren Glieder derselben Mineralgattung beibehalten werden.

Der Yttrofluorit zeigt eine entferntere, aber unverkennbare Beziehung zu Flußspat, die kurz erwähnt werden soll. Beide Mineralien sind regulär mit oktaedrischer Spaltbarkeit; die physikalischen Eigenschaften des Yttrofluorits weichen gesetzmäßig und stetig von denjenigen des Flußspats ab. Eine tabellarische Übersicht der physikalischen Eigenschaften der beiden Mineralien zeigt dies sehr deutlich.

	Fluorit	Yttrofluorit
Kristallsystem	regulär	regulär
Spaltbarkeit	(111) gut	(111) schlecht
Härte	4	$4\frac{1}{2}$
Spez. Gew.	3,2006	3,5356—3,5572
Lichtbrechung (n_{Na})	1,4339	1,4522—1,4572
Dispersion ($n_{Tl}-n_{Li}$)	0,0032	0,0036

Es erscheint ferner bedeutsam, daß sich die Zusammensetzung des Yttrofluorit nicht als einfache Molekularformel ergibt und daß sowohl die chemische Zusammensetzung, als auch die physikalischen Eigenschaften des Minerals Schwankungen unterliegt, die nicht auf Fehlerquellen zurückzuführen sind. Diese Tatsachen deuten darauf hin, daß wir im Yttrofluorit keine stöchiometrische Verbindung von Calcium- und Yttriumfluorid haben, sondern daß man das Mineral als Glied einer isomorphen Mischungsreihe der genannten Fluoride deuten muß. Die Annahme einer begrenzten Mischbarkeit zwischen CaF_2 und YF_3 (weniger wahrscheinlich zwischen CaF_2 und einer Doppelverbindung von CaF_2 und YF_3) verträgt sich mit den vorliegenden Beobachtungen vollkommen. Interessant in dieser Beziehung ist der heliumhaltigen Fluorit aus Ivigtut in Grönland, welcher einige Prozent von seltenen Erden enthält und den man deshalb vermutungsweise als ein Übergangsglied zwischen Fluorit und der Yttrofluoritgruppe auffassen kann.

Die drei Mineralien Fluorit, Yttrocerit und Yttrofluorit können somit zu einer gemeinsamen Gruppe zusammengefaßt werden; die chemische Zusammensetzung der einzelnen Glieder entspricht den Formeln CaF_2 oder Ca_3F_6 Flußspat, $(Ca_3, Ce_2, Y_2)F_6$ Yttrocerit und $(Ca_3, Y_2)F_6$ Yttrofluorit.

Zum Schlusse noch einige Zeilen über das geologische Auftreten der Mineralien im betreffenden Pegmatitgang.

Der Yttrofluorit kommt in einem steilen und großen, nach beiden Seiten hin auskeilenden Gang vor, der eine Breite von einigen Metern erreicht. Das Mineral bildet die ganze Gangmasse, und kommt bisweilen sehr rein vor, nur mit schwarzen Punkten von Orthit, der im Dünnschliff bräunliche Farben zeigte. Der Orthit sammelt sich oft in Streifen, die dem Yttrofluorit eine charakteristische Linsenstruktur erteilten. Quarz ist in sehr verschiedenem Maße beigemischt, etwas Xenotim und auch andere Mineralien treten hinzu. Die Gangmasse von Yttrofluorit setzt in Mikroklinperthit (die randlich umgewandelt erscheint) auf. An den Salbändern haben sich die dunklen Gemengteile der Gangmasse angereichert, besonders Orthit, der öfters als ein kompaktes schwarzes Band zwischen der Gangmasse und dem Kalifeldspat erscheint. Im Yttrofluorit und auch an der Grenze zum Mikroklin findet sich ein Plagioklas (Oligoklas-Albit mit 12 % An), welcher Orthit, Fergusonit und Xenotim in kleinen guten Kristallen umschließt.

Dieser pneumatolytisch-magmatischen Bildungsphase gegenüber stehen die Spaltenmineralien Albit, Muskovit und Flußspat, die auf Hohlräumen und Spalten frei hervorragen, und die zu einer hydrothermalen Phase gerechnet werden müssen.

Wien, im Januar 1911.

Zusatz: Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Hofrat F. Exner wurde im physikalischen Institut der Universität in Wien eine spektroskopische Untersuchung der seltenen Erden des Yttrofluorits ausgeführt, und zwar mit dem Resultat:

Hauptmasse: Y,
stark: Ce und Er,
weniger stark: Dy, Gd, La, Nd, Sa,
schwach: Ad und Cp (= Yb), Nd, Tu,
Spuren von: Tb, Pr, Eu,
es fehlen: Th und Sc.

Ueber die Diskordanz in Geschiebemergelablagerungen Norddeutschlands.

Von **A. Tornquist** in Königsberg i. Pr.

Unter den Erscheinungen, welche Veranlassung zur Annahme interglazialer Vorgänge gewesen sind, spielt die Beobachtung von ungestörtem, deckenartig ausgebreitetem Geschiebemergel über gestauchten, aufgepreßten und nach Ansicht bestimmter Autoren auch tektonisch bewegten Diluvialablagerungen von Sand und sogen. „älterem“ Geschiebemergel eine gewisse Rolle.

Ich möchte im folgenden darauf hinweisen, daß es keine Berechtigung hat, aus solchen Beobachtungen auf große Abschmelz-

zeiten zwischen der Bildung älterer und jüngerer Diluvialschichten zu schließen, oder aus diesen Erscheinungen sogar die Berechtigung abzuleiten, von interglazialen Vorgängen zu sprechen.

Ich knüpfe meine Erläuterung an die bemerkenswerten Ausführungen an, welche Wahnschaffe[1] im Anschluß an die Äußerungen Jäkel's[2] über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland gemacht hat. W. hatte schon im Jahre 1882 beobachtet, daß die Rügenschen „Störungen von dem oberen Geschiebemergel diskordant überlagert werden, also älter als dieser, aber jünger als die gemeinsam mit der Kreide verworfenen unteren Diluvialschichten sein müßten und daher in die Mitte der Diluvialperiode zu setzen seien". Er nennt sie in Übereinstimmung mit anderen interglazial. Diese Bezeichnung resultiert aus der Vorstellung, daß die Störung der Kreideunterlage und des tieferen Geschiebemergels erfolgte, ehe die zu dem oberen Geschiebemergel gehörende Eisdecke über ihnen vorhanden gewesen ist. Diese Anschauung muß aber in demselben Augenblick ihre Berechtigung verlieren, in welchem die Möglichkeit zugegeben werden muß, daß die Störungen erfolgt sein können, als die Eisdecke des oberen Geschiebemergels über den tieferen Diluvialgebilden vorhanden gewesen ist. Und diese Möglichkeit besteht, sobald man nicht, wie dies heute fast noch allgemein mit Unrecht geschieht, den Geschiebemergel als gleichbedeutend mit der Grundmoräne des Inlandeises auffaßt. Daß der Geschiebemergel nicht in seiner heutigen Beschaffenheit am Grunde des diluvialen Inlandeises als Grundmoräne fortgeführt wurde, sondern daß die Grundmoräne des Inlandeises eine wesentlich andere Beschaffenheit zeigte, haben zum ersten Male klar die Beobachtungen v. Drygalski's[3] in Grönland ergeben. Die Grundmoräne der Eisströme wurde zum allergrößten Teil als Schutt, der in das Eis eingeschlossen ist und der in den einzelnen Eisschichten sehr verschieden dicht liegt, erkannt. Erst beim Abschmelzen der Eisdecke wurde aus dem langsamen Zusammensinken dieses Schuttes die Ablagerung des Geschiebemergels gebildet, welcher demnach nicht als Grundmoräne, sondern nur als beim Abschmelzen angehäuftes Grundmoränenmaterial bezeichnet werden darf. Es ist demnach klar, daß aus der Lagerung des Geschiebemergels nicht auf die ungestörte regelmäßige Lagerung der unteren, mit dem Grundmoränenschutt versehenen Eisschichten des Inlandeises geschlossen werden darf. Die mit Eis gemengten Grundmoränenschichten des Inlandeises können recht wohl mit starken Stauchungen, Pressungen

[1] Die tektonischen Schichtenstörungen auf Rügen. Zeitschr. d. D. geol Ges. 1911. B. Monatsber. p. 1—4.

[2] Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Ebenda. 1910. Monatschr. p. 605 ff.

[3] Grönland-Expedition. I. Berlin 1897. Besonders Taf. 27, 28 u. 38.

versehen gewesen sein und doch setzt sich aus ihnen ungeschichteter, von diesen Pressungen nichts mehr zeigender Geschiebemergel ab.

Das Eis wird im wesentlichen das in ihm eingefrorene Material und nur in geringerem Maße das bereits durch interglaziale Gewässer aus ihm herausgetaute, unter ihm gelegene Material mit sich weitergeführt haben. Heute, nach dem Abschmelzen des Inlandeises, zeigt aber allein das letztere noch die Druckwirkungen erhalten, während das nachträglich zu Geschiebemergel zusammengesunkene Schuttmaterial davon nichts mehr zeigt, trotzdem die ursprünglich mit diesem Schutt beladenen, unteren Eisschichten vielleicht ebenfalls gestaucht waren. So habe ich in der „Geologie von Ostpreußen“ [1] das in der Blauen Rinne bei Georgenswalde am Samlandstrand sehr schön aufgeschlossene Profil gedeutet, wo gestauchte diluviale Sande und Geschiebemergel von einer ungestörten Geschiebelehmdecke überlagert werden.

Geben wir diese Deutung überhaupt für die obere, in weiten Gebieten unseres Diluviallandes Höhen und Senken gleichmäßig überziehende Geschiebemergeldecke zu, so haben wir keinen Grund, einen erheblichen Altersunterschied dieser Decke gegen die unterlagernden Diluvialschichten anzunehmen, sondern erkennen nur den Unterschied zwischen während des Eisschubes ausgetauter Grundmoräne und solcher, welche später beim Abschmelzen aus schon „totem Eis“ herabgesunken ist. Daß sich solch „totes Eis“ bei der Rückverlegung des Eisrandes nach Norden über größere Gebiete, vor allem auf den Sockeln [2] bildete, darf ruhig angenommen werden, nachdem solche stilliegenden Eismassen, besonders im Antarktikum, in großer Ausdehnung bekannt geworden sind [3].

Aber auch, wenn keine vollkommene Stillage großer Eismassen in der großen spätdiluvialen Abschmelzperiode eingetreten sein sollte, müßte sich doch die Dicke des Inlandeises während dieser Zeit langsam so verändert haben, daß ein großer Einfluß auf die Eisunterlage nicht mehr eintreten konnte und sich nun auf die einst gestörte Unterlage der ungeschichtete, regelmäßige Absatz des Schuttes der Grundmoräne zu Geschiebemergel vollziehen konnte.

Es scheint, daß nur durch diese bei rezenten Inlandeismassen gewonnene Anschauung eine Erklärung für die flächenweite Ablagerung des obersten Geschiebemergels weiter Gebiete gegeben

---

[1] Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910. p. 144 u. 145.

[2] Ebenda. p. 152.

[3] Philippi, Über die Landeisbeobachtungen etc. Zeitschr. f. Gletscherkunde. II. 1907. p. 17 u. a. a. O. Auch das Steineis auf der Ljachowinsel in Nordsibirien gehört vielleicht hierher, wenn auch O. Nordenskjöld neuerdings eine andere Erklärung für diese Eismassen beigebracht hat (Die Polarwelt. Leipzig 1909. p. 182 ff.).

werden kann. So hebt beispielsweise W. Wolff[1] in der Schilderung des Danziger Diluviums hervor, daß „die oberdiluvialen Bildungen sehr häufig als diskordante Decke über den nicht selten stark gefalteten, geschleppten und aus dem Zusammenhang gerissenen oder teilweise erodierten unterdiluvialen“ lagern. Hess v. Wichdorf[2] stellte in klarer Weise fest, daß die „eigenartig wechselnden Bodenverhältnisse von Naugard durch intensive Faltung und Aufpressung des **tieferen** diluvialen Untergrundes bedingt sind“, über welchem kompakter Geschiebemergel von z. T. außerordentlicher Mächtigkeit ausgebreitet ist. Th. Schmierer[3] und E. Meyer[4] haben die zu Falten zusammengepreßten Diluvialablagerungen in der tertiären Unterlage im Anschluß an eine ältere Darstellung benachbarter Gebiete durch v. Linstow eingehend beschrieben. Beide kommen zu dem sicheren Resultate, daß die Faltung der Diluvialschichten zusammen mit dem Tertiär, vor allem dem Miocän, nicht tektonischer Natur ist, sondern durch Eisdruck verursacht sei. Meyer konnte besonders in dem von ihm kartierten Gebiet deutlich eine Diskordanz zwischen gefaltetem tieferen Diluvium (seinem älteren Diluvium) und einer ungefalteten (nach ihm jüngeren) Decke erkennen. Wo das letztere mächtig ist, da herrscht Lehm, meist als Geschiebelehm erkennbar, vor. Nach den oben von mir vorgebrachten Auffassungen würde auch hier sowohl gefalteter wie diskordant darüber gelagerter Geschiebemergel, bezw. sein verlehmtes Endprodukt, aus einer und derselben Inlandeisdecke stammen können. Es würde damit die Möglichkeit zu einer wesentlichen Umdeutung der Verhältnisse gegeben sein, bei der sich keineswegs das Bild einer mehrfachen Vereisung ergeben würde[5]. Die gefalteten, über dem Tertiär gelagerten, untersten Diluvialschichten würden durch das heranrückende Eis gebildet sein. Zur Zeit der maximalen Eisbedeckung würden die Pressungen und Falten in diesen Schichten erzeugt sein und im letzten Stadium des Abschmelzens wäre der obere Geschiebemergel sedimentiert. Daß diese Auffassung mit dem Tatbestande recht wohl vereinbar ist, ergibt sich auch aus der Feststellung Th. Schmie-

---

[1] Beiträge zur Landeskunde Westpreußens. Danzig 1905. p. 108.

[2] Über die radialen Aufpressungserscheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Naugard in Pommern etc. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. **30**. 1909. p. 150 ff.

[3] Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming etc. Ebenda. **31**. I. 1910. p. 105 ff.

[4] Das Faltungsgebiet des Fläming etc. Ebenda. **30**. II. 1910. p. 312 ff.

[5] Herr Dr. E. Meyer, mit dem ich in letzter Zeit wiederholt dieses Problem besprochen habe, gibt durchaus die Möglichkeit, die von ihm angenommene mehrfache Vereisung des Fläming auf Grund der neuen Auffassung umzudeuten, zu, und stellt eine Publikation seinerseits in diesem Sinne in Aussicht.

RER's, welche unserem Gedankengang außerordentlich nahekommt, und welche lautet: „Das erscheint mir jedenfalls sicher, daß eine Trennung zwischen einer gefalteten ‚älteren' und einer ungefalteten ‚jüngeren' Grundmoräne nicht durchzuführen ist."

Es ließen sich gewiß noch zahlreiche andere Beobachtungen aus der umfangreichen Literatur über das norddeutsche Diluvium anführen, in denen die diskordante Überlagerung eines oberen Geschiebemergels über gestörte untere Glazialschichten im Sinne eines zeitlichen Hiatus und interglazialer Vorgänge verwertet ist. Das Phänomen der diskordanten Überlagerung ist ja ein in Norddeutschland außerordentlich verbreitetes. Die herrlichen Diluvialaufschlüsse am Samlandstrand in Ostpreußen zeigen diese Verhältnisse ebenfalls an vielen Stellen absolut klar, und hat vor allem SCHELLWIEN mehrere Abbildungen in seinen „Geologische Bilder von der samländischen Küste"[1] publiziert, welche diese Lagerungsverhältnisse darstellen.

Was von der durch die Eispressung erzeugten Dislozierung tieferer Diluvialschichten gilt, muß natürlich auch von den tektonischen Schichtbewegungen gelten. Diejenigen Autoren, welche mit WAHNSCHAFFE auf Rügen an einer tektonischen Bewegung der Kreide und des tieferen Diluviums festhalten, werden diese Vorgänge, welche nach den oben gemachten Ausführungen ebensowohl während der Eisbedeckung eingetreten sein können, und diese letztere mit verworfen haben, trotzdem der später aus ihr ausgetaute Geschiebemergel nichts mehr davon zeigt, eben nicht mehr als interglaziale Vorgänge betrachten dürfen. Die tektonischen Vorgänge können recht wohl und dürften wahrscheinlicher während der Rückverlegung des Eisrandes in der letzten Diluvialphase eingetreten sein. Ganz genau ebenso könnte es sich mit den zuerst von G. MÜLLER[2] beschriebenen und später von GAGEL[3] untersuchten Störungen in der Kreideklippe von Lüneburg verhalten, in welche entweder durch Tektonik oder Schichteneinsturz infolge der Lösung des Salzstockes in der Tiefe diluviale Sande eingepreßt worden sind, und über welcher z. T. ebenfalls diskordant Geschiebemergel (also nicht Grundmoräne, wie GAGEL schreibt) lagert.

JENTZSCH[4] hat neuerdings bedeutsame Feststellungen über die Lagerung des Diluviums in Brandenburg, Posen und Westpreußen

---

[1] Schriften der phys.-ökon. Ges. 46. 1905, vor allem Taf. V; ferner p. 12 und 20.

[2] Zur Altersfrage der NS-Störungen in der Kreide von Lüneburg. Jahrb. der K. Preuß. geol. Landesanst. 1900. p. 1 ff.

[3] Neuere Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. 57. 1905. Monatschr. p. 165 ff.

[4] Geologische Beobachtungen in den Provinzen Brandenburg. Posen und Westpreußen. K. Preuß. geol. Landesanst. 1910. p. 1054 ff.

gemacht. Ebenso wie derselbe Forscher schon früher für die Tertiärschichten von Tuchel und die Braunkohle im Kreise Bromberg ein südost-nordwestliches Streichen feststellte, konnte er neuerdings eine Gesetzmäßigkeit in dem Auftreten gleichsinniger Streichrichtungen im Diluvium erkennen. Er betrachtet diese Aufrichtungen als „tektonische im weitesten Sinne“, die sich unter der Belastung der seither geschmolzenen Eisdecke vollzogen und jungglazialen Alters sind. Dieser aus der Art der Aufrichtung der Schichten auf das Alter der Bewegung gezogene Schluß harmoniert auf das beste mit den Schlußfolgerungen, zu denen ich oben durch Umdeutung der Entstehung des oberen, flachgelagerten Geschiebemergels gelangt bin. Auch anderwärts in Norddeutschland haben sich die Diskordanzen zwischen unterem und oberem Geschiebemergel unter der Eisdecke und bei dem Abschmelzen derselben gebildet, sie sind also jungglazial und nicht mittel- oder interglazial.

Königsberg, Geologisches Institut. 5. Mai 1911.

Ueber Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen.

Von **W. Kranz**, Hauptmann in der 1. Ing.-Insp. (Swinemünde).

Mit 1 Textfigur.

(Schluß.)

5. Kürzlich hat H. v. Staff im Böhmerwald[1] eine alte (miocäne?), reife Peneplain festgestellt, deren Spuren bis auf die Gipfel- und Kammhöhenkonstanz und Reste der Antezedenz verschwanden, und zwar durch (postmiocäne?) tektonische Bewegungen, namentlich durch Vertiefung der südlichen Erosionsbasis entlang der Donau. An sich ist das eine Tatsache, deren Dasein auch für die Hochflächen der Alb gefolgert werden muß. Dort bildet die Formationsgrenze zwischen Weißjura und Miocän eine alte Denudationsfläche, die während Kreide und älterem Tertiär ausgebildet wurde. Als die miocänen Ablagerungen auf der heutigen Alb begannen, war ihr Untergrund eine schwach hügelige, von Talfurchen durchzogene, wenig nach SO geneigte Fastebene, eine vormiocäne Peneplain[2]. Auch dort wurde die südliche

[1] H. v. Staff, Zur Entwicklung des Flußsystems und Landschaftsbildes im Böhmerwald. Dies. Centralbl. 1910. p. 564—575.

[2] C. Regelmann, Trigonometrische Höhenbestimmungen und Notizen über den Gebirgsbau für die Atlasblätter Ehingen, Laupheim und Riedlingen. Württ. Jahrb. f. Statistik und Landeskunde. 1877. 5. p. 125. — Kranz, Weitere Bemerkungen etc. Dies. Centralbl. 1910. p. 118. — C. Regelmann, Zur Tektonik der Schwäbischen Alb. Dies. Centralbl. 1910. p. 310. — E. Scheu, Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft (Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. 1909. p. 371 ff.), nennt nicht ganz richtig eine „miocäne“ Peneplaine.

Erosionsbasis entlang der Donau tiefer gelegt, meiner mehrfach begründeten Auffassung nach durch Absinken der Molassemulde zwischen nördlichem Alpenrand und Donaubruch[1]. Es handelt sich dabei um die gleiche Ursache, welche auch morphologische Züge der Alpen erklärt[2], ohne daß junge Hebungen angenommen zu werden brauchen.

Wenn nun v. Staff bei seinen morphologischen Betrachtungen ganz der geographischen Denkweise folgt und die Entstehung der alten Peneplain im Böhmerwald durch dessen Hebung erklärt, so widerspricht das dem gegenwärtigen Stand der Forschung. Bis jetzt gibt es keine Theorie, welche eine isostatische Hebung einer so großen Scholle ohne starken Seitendruck einigermaßen denkbar erscheinen ließe[3]. Man müßte also Hebung des Böhmerwaldes durch starken Seitendruck annehmen. In der Tat haben erst kürzlich wieder E. Scheu und W. Deecke bei süddeutschen Gebirgen Hebung bezw. Seitendruck von den Alpen her behauptet[4]. Scheu folgert eine Aufrichtung, Hebung der obengenannten Peneplaine aus jüngerer Wiederbelebung der Erosion. Er berücksichtigt aber nicht, daß dieser neue Erosionszyklus viel wahrscheinlicher durch schiefes Absinken der Alb, des süddeutschen Molasselandes und des Neckargebiets entstanden ist; das letztere geht aus seinen eigenen Untersuchungen[5] klar hervor. Deecke meint: „Im Mitteltertiär war Südeuropa von der mächtigen, gegen Norden andrängenden Alpenfaltung beherrscht. Unter ihrem Einflusse entstand zunächst die Geosynklinale des mittelschweizerischen und oberbayerischen Miocäns, das weit auf die gegen Süden geneigte Malmtafel übergriff. Als der Alpenwall sich immer weiter gegen Norden vorschob, wurden die Molassesedimente gehoben und die Senke weiter nach Norden verlegt." Es entspricht das einer weitverbreiteten Anschauung. Daß alpiner Schub oder Seitendruck der böhmischen Masse für Süddeutschland nicht in Frage kommt, habe ich in mehreren Schriften eingehend begründet[6]. Man kann

[1] Kranz, l. c. p. 115 ff. — C. Regelmann, l. c. 1910. p. 308 ff. — Kranz, Erwiderung an Herrn C. Regelmann. Dies. Centralbl. 1911. p. 30.

[2] Kranz, Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911, entgegen Penck, Die Entstehung der Alpen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 1908. p. 14 ff.

[3] Kranz, Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge. I. Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 470—474. — Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911.

[4] W. Deecke, Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geogr. Zeitschr. 1910. p. 198 f. — E. Scheu, l. c. p. 371 ff.

[5] E. Scheu, l. c. p. 380. 384. 386—390. 402.

[6] Kranz, Geol. Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm a. D. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Nat. in Württ. 1905. p. 191 ff. — Erwägungen über das nördliche Alpenvorland usw. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Nat. in Württ. 1906. p. 106 ff. — Süddeutsche Erdgeschichte. Straßburger Post

die Entstehungsgeschichte Süddeutschlands auf Grund des bis jetzt vorliegenden Beobachtungsmaterials viel natürlicher durch langsames, oft unterbrochenes, aber immer wieder fortgesetztes Absinken seit uralten Zeiten in Verbindung mit einem langsamen Sinken des Meeresspiegels der ganzen Erde erklären. Ganz besonders im Tertiär konnte das Alpenvorland einschließlich der Alb nur in Zeiten von Verminderung des tangentialen Alpendrucks seinen alten Strukturlinien folgen und im Sinne seiner triassischen und jurassischen Küstenlinien einbrechen. Gegengründe hat weder Scheu noch Deecke genannt, ich sehe daher keine Veranlassung, auf ihre Behauptungen näher einzugehen.

Noch weiter geht R. Lepsius[1]. Er stellt sich vor, daß intercarbonische Faltung vermutlich durch Druck von Süden her das Schiefergebirge vom Hunsrück und der Eifel bis zum Harz ursprünglich zu einem ostwestlichen Gebirge zusammenpreßte. Die tertiäre Aufstauung der Alpen soll dann mittels der böhmischen Masse ein Abschwenken dieses Schiefergebirges in die Nordostrichtung bewirkt haben. Dabei behielt die böhmische Masse ihre Höhe bei, wurde aber angeblich durch den starken Druck aus Süden von den Alpen her nach NW vorgeschoben, wodurch die von Lepsius „vermutete" Überschiebung am Südrande des Erzgebirges in der Karlsbader Linie entstand. Schwarzwald—Odenwald und Vogesen—Hart wären nach Lepsius durch Stauung zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und den Alpen wie zwischen den Backen eines Schraubstockes festgehalten worden, als Sattel, dessen Scheitel im Oberrheintalgraben aufbrach. Der gebirgsbildende Druck müßte also parallel zu den Gebirgsachsen von Süden nach Norden gewirkt haben.

Zunächst ist es mehr als fraglich, ob Falten und Deckengebirge, wie die Alpen etc., das schiebende Agens sind. Ich halte sie vielmehr für den in der Hauptsache passiven Teil bei tektonischen Bewegungen, die angrenzenden sinkenden Schollen dagegen für das über- bezw. unterschiebende Agens[2]. Nach dieser Auffassung haben nicht die Alpen geschoben, sondern

---

vom 5. 9. 1905. No. 938. — Bemerkungen zur geol. Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Dies. Centralbl. 1908. p. 617 f. 651—658. — Weitere Bemerkungen etc. Dies. Centralbl. 1910. p. 120 f. — Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911.

[1] R. Lepsius, Geologie von Deutschland. II. 1910. p. 438 f. 450—454. — Vergl. auch den Einwand van Werveke's hiergegen. Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1910. p. 17. Anm. 2.

[2] Kranz, Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911, Skizzen 2—5. — L. Waagen, Wie entstehen Meeresbecken und Gebirge? Verh. Geol. Reichsanst. Wien. 1907. p. 99—121. — Rollier, Caractères généraux et affinités géologiques du Jura. 9me Congrès Assoc. Franc-Comtoise 1909. p. 15.

sie wurden zu Falten und Decken zusammengepreßt, und im wesentlichen ging die überschiebende Wirkung von Süden aus, die unterschiebende aus dem Molasseland zwischen Alpen und Donau. Abgesehen davon müßten sich aber ganz gewaltige Anzeichen von Seitendruck in allen süd- und mitteldeutschen Ländern vorfinden, wenn die ungeheuerlichen Stauungen und Verschiebungen Tatsache wären, welche Lepsius annimmt. Das ist jedoch in keiner Weise der Fall. Die Regel bildet in allen süddeutschen Gebirgen und Tafelländern: Flache Lagerung mesozoischer und tertiärer Schichten. Demgegenüber treten die schwächlichen Anzeichen von Seitendruck in diesen Gebieten vollkommen in den Hintergrund; sie erklären sich unschwer durch Verengerung des horizontalen Raumes beim Einsinken großer Schollen, wie ich immer wieder betonen muß [1]. Und im Rheinischen Schiefergebirge fehlen gleichfalls junge Anzeichen von starkem Seitendruck. Das jüngste derartige Merkmal, die Schieferung, ist hier im allgemeinen vorpermisch [2].

Was insbesondere den Böhmerwald und Bayerischen Wald betrifft, so ist hier die allgemeine Streichrichtung NW—SO. Besonders charakteristisch prägte sich das in der Bruchlinie des Pfahl aus, der bei etwa 150 km Länge fast schnurgerade der Regensenke folgt. Lepsius hält ihn und die übrigen Abbrüche und Verschiebungen in der hercynischen NW-Richtung für die ältesten Bewegungen in den „fränkischen Linien“ für präcarbonisch [3]. Trotzdem zeigt der Pfahl keine starken Verbiegungen, wie sie bei einer so riesigen tertiären Verschiebung der ganzen böhmischen Masse nach NW hin unausbleiblich gewesen wären; die Zerquetschungen der Pfahlschiefer und die geringen Anzeichen von Pressungen am Pfahl [4] lassen sich ohne Zuhilfenahme horizontaler Bewegungen durch Reibung bei senkrechtem Absinken einer der Schollen an diesen Klüften entlang erklären. Und in der Hauptsache enthält auch die östliche Umrandung des süddeutschen Senkungsfeldes ausgesprochenermaßen Anzeichen von

[1] Kranz, Dies. Centralbl. 1907. p. 496; 1908. p. 654; 1911. p. 31 f. Erwiderung an Herrn Regelmann, Dies. Centralbl. 1911. p. 31. — Vergl. dagegen van Werveke, Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1910. p. 24.

[2] Himmel und Erde (Urania). **22**. 1910. p. 523, nach Sieburg, Zeitschr. f. prakt. Geol.

[3] E. Suess, Antl. d. Erde. I. p. 272. — R. Reinisch, Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. 1910. p. 13. 17. — Lepsius, Geol. Karte d. Deutschen Reichs, Blatt Regensburg. Geol. v. Deutschland. 1910. p. 447.

[4] Ries, Dies. Centralbl. 1903. p. 186. — Weinschenk, Spezielle Gesteinskunde. 1907. p. 244. — Reinisch, l. c. p. 17. — Lepsius, l. c. 1910. — M. Mayr, Morphologie des Böhmerwaldes. Landeskundl. Forschungen. Geogr. Gesellsch. München. 8. 1910. p. 19. 24.

Zerrung und Senkung: Lange Täler und gleich gerichtete Verwerfungen, an denen fast durchweg der nach dem Becken zu gelegene Flügel abgesunken ist, und vereinzelt in Verbindung mit jungem Zusammenschub tertiäre Eruptionen, welche teilweise auf solchen Spalten aufsitzen[1].

Bis jetzt liegt daher kein Grund vor, von den E. Suess'schen Auffassungen abzuweichen: Daß die höheren Teile des Böhmerwaldes und Bayrischen Waldes ebenso wie die übrigen Horstgebirge Deutschlands im allgemeinen während der tertiären Bewegungen als Pfeiler in ihrer einstigen Höhenlage und an ihrer ursprünglichen Stelle stehen geblieben sind. Die böhmische Masse taucht unter die Alpen hinab[2]; ob sie dabei aktiv, etwa unterschiebend, an der Aufpressung der Alpen teilnahm, ob ihre südlichsten Ränder lediglich von den vorliegenden Alpenketten bedeckt wurden oder als Hindernis stauend wirkten, bedarf der Klärung. Jedenfalls sehe ich aber keine Veranlassung, mit H. v. Staff Hebung des Böhmerwaldes anzunehmen. Die viel wahrscheinlichere absolute Senkung der südlichen und nördlichen Erosionsbasis des Böhmerwaldes, am Donaubruch und im böhmischen Becken, erklärt dessen Morphologie besser als „Hebung". Dieser Ausdruck sollte in der wissenschaftlichen Literatur, wo er überhaupt gebraucht wird, stets mit dem vorsichtigen Beiwort „relativ" scharf charakterisiert werden, solange eine solch erdrückende Anzahl von Gründen gegen absolute Hebung großer Schollen ohne Vorhandensein kräftiger Anzeichen von Seitendruck spricht.

6. Für eine weit zurückliegende Zeit hat ferner R. Lang Hebung in einem Teile Süddeutschlands angenommen[3]. Er stellt sich vor, daß die schwäbisch-fränkische Scholle zur mittleren Keuperzeit ungefähr in der Donaulinie und nordwestlich davon sank, während sich gleichzeitig das vindelizische Land südöstlich dieses sinkenden Gebiets emporhob. An sich ist es schon recht mißlich, bei so entlegenen Zeiten über Hebung oder Senkung zu streiten. Indessen liegt kein Grund vor, daß man die Ergebnisse der Forschungen von Lang allein durch Hebung des vindelizischen Gebirgs erklären „kann und muß" (p. 239). Im Gegenteil, man braucht nur ein klein wenig stärkeres Maß der auch von Lang festgestellten

---

[1] M. Mayer, l. c. p. 24. 49. 54. 74 ff. 85 f. — A. Brunhuber, Geol. Wanderungen in der Oberpfalz. Naturw. Ver. Regensburg. 1910. p. 7. 9. 10. 11. 25. — Die neuesten, von Rothpletz nachgewiesenen Zeichen von Zusammenschub am Donautalrand bei Straubing etc. bedürfen noch der näheren Erklärung.

[2] E. Suess, Antlitz der Erde. I. p. 227. III. 2. p. 288.

[3] R. Lang, Das vindelizische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. Jahresh. Ver. vaterl. Nat. Württ. 1911. p. 218 ff.

Senkungen im nordwestlichen Teil der schwäbisch-fränkischen Scholle anzunehmen, eine Fortsetzung dieser Senkungen auf den Nordrand des vindelizischen Landes, wo sie im Gebiet der Keupertransgression ausklangen, und ein gleichzeitiges Sinken des Meeresspiegels der Keuperzeit: Dann erklären sich meines Erachtens alle Erscheinungen, die R. Lang durch Beobachtung feststellen konnte, ohne irgendwelche absolute Landhebung. Eine solche halte ich auch in der entlegenen Keuperzeit dort für wenig wahrscheinlich, weil das Gebiet energischen Zusammenschubs und demgemäß starker Hebungen mindestens seit der Buntsandsteinzeit erst südlich vom Alpennordrand gelegen haben muß; darauf weist die Ausbildung des Buntsandstein-Depressionsgebiets in Süd- und Mitteldeutschland hin, ebenso wie die immer wiederholten Meerestransgressionen im Muschelkalk, Jura und Tertiär. Anderseits lassen sich die Trockenlegungen Süddeutschlands durch Sinken des Meeresspiegels im Gefolge der Erdkontraktion erklären, und für die mittlere Keuperzeit erklärt sich meines Erachtens eine derartige eustatische Bewegung durch die gewaltigen Transgressionen der oberen Trias in anderen Gebieten der Erde, als eine Folge des Abzugs germanischer Wassermassen in andere neugebildete Depressionen. Horstartig hätte sich dann das vindelizische Land der mittleren Keuperzeit aus seiner Umgebung herausgehoben, aber nur relativ, durch Absinken des Landes und Meeresgrundes in seiner Umgebung und des Meeresspiegels; auf den stehengebliebenen höchsten Teilen wurde die Erosion neu belebt, und auf ihrer langsam sinkenden Nordabdachung fanden die von R. Lang u. a. festgestellten subaerischen Ablagerungen statt.

Herr Dr. Lang hat mir denn auch in dankenswerter Weise mitgeteilt, daß für ihn die Frage absoluter Hebung keinesfalls erheblich sei, weil alle diese Vorgänge relativer Art wären. Auf meine Anfrage, ob er meine Erklärung seiner Beobachtungen überhaupt für denkbar halte, ganz abgesehen von der physikalischen Möglichkeit, lediglich auf Grund seines Beobachtungsmaterials, lehnte er die Antwort ab, so daß mir eine weitere Klärung dieser schwierigen Frage nicht möglich war.

Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. Kranz' in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Uracher Gebiets.

Von **W. Branca.**

Mit 1 Textfigur.

(Schluß.)

f) Aber nehmen wir einmal an, daß wirklich hier doch ein kleiner Bruch verliefe und daß er wirklich genau über die genannten Vulkanpunkte sich hinzöge — wäre denn damit erwiesen oder nur durch irgend etwas wahrscheinlich gemacht, daß das

notwendig ein tiefer, bis auf den Schmelzherd hinabsetzender, zudem prävulkanischer Bruch sein müßte? Wäre es denn dann nicht ebensowohl möglich, daß hier nur eine ganz flache, d. h. in geringe Tiefe hinabsetzende Knickung der oberen harten Kalkschichten der Alb vorliegen könnte, unterhalb welcher die tieferen, tonigen Schichten in kaum merklicher Weise ein wenig gebogen sind?

Ich hatte schon die Ansicht geäußert, daß am Nordwestrande der Albplatte, die hier ja bekanntlich senkrecht angeschnitten ist, die unteren weichen Tone teils durch das Gewicht der oberen harten Kalke herausgequetscht, teils auch durch Wasser herausgespült werden und daß infolgedessen die oberen Kalke ein wenig nach Norden sich senken. Dadurch sei vielleicht diese äußerst geringe Neigung der Nordplatte, welche nach Regelmann's Untersuchungen von 0 bis zu 0,98 Grad betragen soll, hervorgerufen; wodurch sich denn in postvulkanischer, jüngster Zeit gegenüber der Mittelplatte jene leise Schichtenbiegung oder auch jener leise Bruch gebildet haben könnten, welche aber mit dem Vulkanismus absolut nichts zu tun haben. Gleiche Ursache und gleiche Unbedeutsamkeit könnten möglicherweise andere etwa vorhandene, ebenfalls parallel dem Albrande verlaufende kleine Schichtenbiegungen oder Bruchlinien haben.

Kranz sucht nun diese gewiß recht einleuchtende Ansicht durch folgenden Einwurf zu entkräften: Ein großer Teil der Vulkanembryonen des Gebietes von Urach liegt bis zu 20 km vom Albrande entfernt. So weit aber könne sich diese durch Ausspülung der Tone entstandene Schichtenneigung nicht erstrecken. „Sollten also Spalten nachgewiesen werden, so lassen sie sich durch Unterspülen nicht erklären, sondern müssen in der Tektonik der tieferen Schichten ihren Grund haben.“

Ja „sollten.“ Sind denn aber solche Spalten in 20 km weiter Entfernung auf der Alb in größerer Zahl nachgewiesen?, denn es handelt sich doch um eine größere Anzahl von Vulkanpunkten. Das ist bisher nicht der Fall. Aber wenn auch wirklich einzelne Spalten in so weiter Entfernung vom Albrande nachgewiesen werden sollten, so wäre es doch durchaus nicht notwendig, daß diese „in der Tektonik der tieferen Schichten“ ihren Grund haben müßten, wie Kranz das ohne weiteres behauptet. Muß denn nicht die große lange Kalkplatte der Alb, als Oberfläche eines Kalkgebirges, in dem zahlreiche Höhlen durch Auslaugung entstehen, auch infolge dieser Auslaugung an verschiedenen Stellen Zerrungen, Biegungen und Zerreißungen erleiden, die mit dem Vulkanismus auch nicht das mindeste zu tun haben? Es liegt aber auch in einer jeden postvulkanischen Bewegung des Albkörpers, die aus irgendwelchen anderen Gründen vor sich ging oder geht, wie Gebirgsdruck, Gebirgsbewegungen, ein Anstoß, durch den eine Biegung bezw. ein Zerbrechen gerade der oberen spröden Kalke

hervorgerufen werden kann, ohne daß das mit dem Entstehen des Vulkanismus irgend etwas zu tun hätte.

Man sieht also, daß, wenn wirklich hier und da Spalten oben auf der Alb nachgewiesen werden sollten, diesen nicht die mindeste sichere Beweiskraft dafür innewohnt, daß, wie KRANZ will, sie die Ursache der Vulkanausbrüche gewesen sein müßten; selbst dann nicht, wenn sie über einige Vulkanpunkte hinweglaufen sollten, denn solche Spalten könnten in den harten Kalken leicht durch Zerrung infolge von Auswaschung der Tone im Liegenden, oder durch Höhlenbildung, oder Gebirgsbewegungen, oder infolge der vulkanischen Vorgänge entstanden sein und selbst heute noch z. T. entstehen, also sämtlich postvulkanisch sein.

g) Zur weiteren Kennzeichnung der Haltlosigkeit dieser Angriffe KRANZ' scheint mir doch von großem Belang das zu sein, was ein anderer Geologe, ein solcher Kenner Württembergs, wie E. FRAAS es ist, über diese Spaltenfrage der Vulkane von Urach in dem Texte zu Blatt Kirchheim der geologischen Karte von Württemberg geschrieben hat:

„Das letzte Ausklingen — wenn wir so sagen dürfen — dieses[1] Bruchgebietes gegen SO fällt in unser Blatt Kirchheim. Gleichsam als hätte die breite Furche des Neckartals den langgezogenen Bruchlinien ein Ziel gesetzt und ein Weiterbersten der Erdkruste gehindert, sehen wir die zuvor noch scharf markierten Verwerfungen südöstlich vom Neckartale verschwinden und sich gegen den Steilrand der Alb hin verlieren. Diese Erscheinung ist um so auffälliger, als sie der gewöhnlichen Ansicht der Geologen, welche das massenhafte Auftreten von Eruptionsherden an der Alb nur zu gerne mit Bruchlinien und Spalten in Verbindung bringen möchten, gerade entgegensteht; sie ist aber eine unleugbare Tatsache und bestärkt die von BRANCA ausgesprochene Ansicht. Wie wir es bereits von den anderen Verwerfungen gewohnt sind, geht also auch diese Bruchlinie (Aichspalte) in eine Mulde über, die sich rasch ausflacht, aber doch noch bei Steinbach und südlich von Kothenhan sich fühlbar macht." —

„Durch diese verschiedenartigen Bruchlinien ist die nordwestliche Ecke unseres Blattes Kirchheim mit den Fildern tektonisch reich gegliedert; um so mehr muß uns deshalb die Tatsache überraschen, daß es in dem ganzen großen Teile der Alb und ihres Vorlandes so vollständig an nachweisbaren größeren Bruchlinien fehlt. Wohl lassen sich noch zuweilen außergewöhnliche Schichtenneigungen beobachten, ebenso wie der Höhenunterschied zwischen der Erkenbrechtsweiler und Schopflocher Alb bei

[1] Nämlich nördlich von der Alb gelegenen Bruchgebietes.

gleichem geologischen Horizont, wie wir sehen werden, tektonisch bedingt und auf eine leichte Schichtenwölbung zurückzuführen ist. Auch an kleineren lokalen Störungen am Albrande fehlt es nicht, aber diese haben für die Tektonik im allgemeinen keine Bedeutung und haben jedenfalls mit dem großen Bruchsystem nichts zu tun, da die Revision des Atlasblattes Kirchheim im allgemeinen nur eine vollständige Bestätigung der Branca'schen Untersuchungen und keine irgendwie wesentlichen Änderungen ergeben hat". —

„Ein weiteres ist bei den vulkanischen Vorkommnissen noch ins Auge zu fassen: Die völlige Unabhängigkeit von tektonischen Spalten- und Verwerfungslinien. Selbst wo eine Verwerfungslinie noch in das vulkanische Gebiet hereingreift, wie bei Altdorf—Großbettlingen, ist trotzdem nicht die geringste Beeinflussung der nahegelegenen Eruptivstellen zu beobachten. Wir möchten sogar noch weiter gehen und behaupten, daß die Eruptionsperiode der Vulkane und die Spaltenbildung von verschiedenem geologischem Alter sind. p. 13 wurde nachgewiesen, daß das Spaltensystem an der Neckarlinie ein Ende nimmt und wir schrieben dies dem Umstand zu, daß die Spaltenlinien sich an dem damals noch etwa 10 km vorgelegenen Albrand brachen und abgeschwächt wurden".

h) Auch die Beben der Alb sucht Kranz als Beweismittel für die angebliche Abhängigkeit der Uracher Vulkanembryonen von Spalten heranzuziehen. Zugleich greift er auch hier eine angebliche Äußerung von mir an, dahingehend, daß „die (also alle) Erdbeben der Alb auf Einsturz unterirdischer Hohlräume" zurückzuführen seien. Das ist unrichtig, das habe ich gar nicht behauptet. Ich habe nur die Albbeben als im allgemeinen geringwertige hingestellt, und das sind sie selbstverständlich, trotz der gegenteiligen Versicherung Kranz', der eine Tabelle derselben aufführt, aus der hervorgeht, daß „bei diesen Beben auf der Eisenrüttelspalte „Schafe beunruhigt wurden, Fenster klirrten, Tische in die Höhe gestoßen wurden, einmal sogar Schornsteine einstürzten" usw.

Das sind doch aber wahrlich keine Symptome schwerer tektonischer Beben längs Spalten, die bis in die ewige Teufe, bis auf den Schmelzherd hinab aufgerissen sind, sondern es sind Symptome ganz leichter Beben, wie sie dadurch entstehen können, daß heute längs einer Spalte sich irgendwelche leichten Bewegungen vollziehen. Wird dadurch etwa bewiesen, daß die Spalte prävulkanisch war? Kranz folgert aus diesen Beben: „Aus alledem geht mit Sicherheit hervor, daß die Albbeben tektonische Bedeutung haben." Demgegenüber frage ich: Die Richtigkeit dieses Schlusses einmal angenommen, beweist denn das irgend etwas für die Abhängigkeit der tertiären vulkanischen Ausbrüche von diesen Spalten? Gehen diese Albbeben denn nicht heute vor sich,

handelt es sich also dann nicht um heute vor sich gehende tektonische Bewegungen? Was hätten also diese heutigen, geringfügigen tektonischen Bewegungen notwendig mit obermiocänen vulkanischen Eruptionen zu tun?, denn das ist es ja doch, was Kranz hier durch die Beben beweisen will. Auch dieser Einwurf von Kranz zerfließt ins Wesenlose.

Während also Kranz als angeblichen Beweis dafür, daß die Vulkane des Gebietes von Urach doch von Spalten abhängig sind, „fünf tektonische Spaltensysteme, die auf das Vulkangebiet von Urach hinzielen", hervorhebt, zeigt eine nüchterne, sorgsame Prüfung, daß diese Spalten teils nur außerhalb der Alb liegen, nicht in diese eintreten, teils ganz fraglich sind, teils lediglich Gebilde seiner Phantasie darstellen, teils ganz jugendlicher Entstehung sein können. Es zeigt sich also, daß sie absolut nichts dafür beweisen, daß die Vulkanembryonen des Gebietes von Urach abhängig von präexistierenden Spalten seien. Kranz darf nicht etwa entgegnen, er habe das letztere ja gar nicht behauptet, er habe nur gesagt, daß sie auf das Gebiet „hinzielen"; er habe das auch nicht beweisen, sondern nur wahrscheinlich machen wollen. Zu welchem Zwecke wäre denn das „hinzielen" gesagt? Doch nur zu dem einzigen Zwecke, um zu beweisen, daß, entgegen der von mir vertretenen Anschauung, diese Vulkanembryonen doch abhängig von Spalten entstanden sind.

i) Als weitere Erschütterung der von mir vertretenen Ansicht führt dann Kranz an: Die tufferfüllte Spalte im Braunjura β unter dem Metzinger Vulkan, die Pompeckj fand, und den von Burghardtsmayer gefundenen tufferfüllten schmalen Gang, der auf den Gaisbülvulkan hinzielt und noch höher als Braunjura β hinaufgereicht haben muß.

Daß diese kleinen tufferfüllten Spalten gar nichts für eine Abhängigkeit der Vulkanembryonen bei Urach von präexistierenden Spalten beweisen, geht klar aus dem auf Seite 359 in 4 und 5 von mir Gesagtem hervor. Diese kleinen Spalten sind vielleicht erst infolge der steten Explosionen bei Entstehung der Durchbruchskanäle aufgerissen; sie waren auch vielleicht schon vor Entstehung der Kanäle in den Juraschichten vorhanden und wurden nun in beiden Fällen von den Kanälen aus voll Tuff geblasen. Wenn also Kranz diese beiden armseligen, kleinen, hoch oben im Jura gelegenen Spältchen in Gedanken hinab bis auf den Schmelzherd verlängert und sich damit einen angeblichen Beweis für die Abhängigkeit dieser Ausbrüche von Spalten konstruiert, dann wird ihm schwerlich irgend ein vorsichtiger Forscher dabei folgen können.

k) Damit fällt dann auch der folgende weitere Angriff

Kranz': Ich hatte, um vorsichtig zu sein und nicht zu viel zu sagen, festgestellt, daß die Unabhängigkeit der Vulkanembryonen bei Urach von präexistierenden Spalten sich durch direkte Beobachtung nur bis in eine Mindesttiefe von 800 m hinab verfolgen lasse. Es mündet nämlich ein Teil der Tuffröhren oben auf der Hochfläche der Alb, also im Malm; ein anderer Teil am Steilabhange der Alb, in allen Schichten vom Malm bis in den Lias hinab; endlich ein dritter Teil unten im Vorlande, im unteren Lias und im Keuper. Dieser Schichtenkomplex aber ergibt eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 800 m.

Mit Hinweis auf jene soeben besprochenen beiden tufferfüllten kleinen Spalten bemängelt nun aber Kranz meine Worte und sagt, daß doch „nicht überall" bei Urach eine Unabhängigkeit der Ausbrüche von Spalten bis auf 800 m hinabreiche. Ich hatte ein solches „überall" ja nie behauptet! Wozu also diese Bemängelung? Es ist doch absolut selbstverständlich, daß ich nicht bei sämtlichen Durchbruchsröhren, die ja größtenteils oben im Weißjura münden, diese Unabhängigkeit bis in eine Tiefe von 800 m hinab verfolgen konnte! Das ließ sich natürlich nur bei den am Steilabfalle der Alb und im Lias-Keupervorlande liegenden Ausbruchspunkten tun. Aber das ist für jeden, der nicht um jeden Preis meine Worte angreifen will, sonnenklar. Doch davon abgesehen, beweisen denn jene beiden Spalten die Abhängigkeit des ganzen betreffenden Ausbruches von ihnen? Man lese doch das darüber auf p. 359 sub 4 u. 5 Gesagte.

l) Wiederum anderer Art ist der Einwurf, welchen Kranz in der folgenden Hinsicht macht: Mit vollem Rechte hatte ich hervorgehoben, daß bei Urach ein Gebiet von nur ungefähr 20 Quadratmeilen Größe von nicht weniger als 125 Röhren[1] rundlichen Querschnittes durchbohrt ist, so daß es einem Siebe gleicht. Würde man daher diese zahlreichen Durchbrüche auf präexistierende Spalten zurückführen wollen, so wäre man zu der höchst sonderbaren Annahme gezwungen, daß gerade nur dieses kleine Gebiet in der Tiefe vollständig bis ins kleinste zertrümmert und von zahlreichen Spalten durchsetzt sein müßte, während doch ringsherum in der Alb nichts von einer solchen Zertrümmerung zu bemerken sei.

Demgegenüber sagt nun Kranz, daß das Uracher Gebiet in dieser Beziehung doch keineswegs vereinzelt dastehe, da ja das Hegau und das Riesgebiet ebenfalls „stark gestörte" Stellen der Alb seien; und daß auch die „weitere Umgebung von Stuttgart gleichfalls kräftige Verwerfungen" zeige.

Ich verstehe nicht, wie man solche relativ doch einzelnen Verwerfungen und Störungen in Parallele stellen kann mit einer

[1] Es sind jetzt wohl schon mindestens 130 Röhren bekannt.

derartig hochgradigen Zerschmetterung des Untergrundes, wie sie im Gebiete von Urach vorhanden sein müßte, wenn man diese siebartige 125 fache Durchlöcherung der Albplatte auf im Untergrunde vorhandene zahlreiche Spalten zurückführen wollte. Es wäre auch unerklärlich, daß eine solche zu tertiärer Zeit bereits vorhanden gewesene totale Zerschmetterung des Uracher Gebietes sich nur im Untergrunde desselben vollzogen haben sollte, ohne sich bis an die Oberfläche der Alb fortgesetzt zu haben; denn an dieser ist absolut nichts von einer derartigen Zerschmetterung zu sehen! Sonderbare Tektonik, bei der inmitten eines wenig gestörten Tafelgebirges ein kleines Stückchen desselben total zerschmettert würde; aber auch das nur im Untergrund, während die oberen Schichten frei davon blieben! Den Beweis für eine solche auffallende Tektonik bleibt Kranz völlig schuldig; die von ihm als Analogon angeführten „stark gestörten Stellen" und „kräftigen Verwerfungen" sind, soweit vorhanden, doch kein Analogon für eine solche auffallende Zerschmetterung.

m) Kranz erklärt weiter, daß er doch „bereits 1905—1906 peripherische Herde unter der süddeutschen Tafel" angenommen habe. Indessen damit ist keinerlei neue Erklärung gegeben, denn schon lange vor Kranz haben viele Geologen nicht nur für die süddeutsche Tafel, sondern ganz allgemein das Vorhandensein flachgelegener, isolierter, kleiner Schmelzherde angenommen, im Gegensatze zu der früher üblich gewesenen Annahme eines großen allgemeinen Schmelzherdes.

n) Schließlich bekämpft Kranz auch die von mir geäußerte Ansicht, daß durch die sinkende Scholle zwischen Alb und Alpen das Magma in die Höhe gedrückt worden sei; wenigstens für Süddeutschland treffe das nicht zu, da das Magma sonst rings um die sinkende Scholle hochgedrückt worden sein müßte.

Ich meine, daß diese nicht nur von mir, sondern auch von so manchen anderen Autoren seit langer Zeit vertretene Anschauung, durch das Absinken von Schollen werde das Magma in die Höhe gepreßt, ein zu klarer, einleuchtender Vorgang ist, als daß man diese Vorstellung nun gerade „für Süddeutschland" aufgeben sollte. Wenn man erwägt, daß in Nordamerika in der Plateau-Region Sprunghöhen der Verwerfungen von 20—40 000 Fuß entstanden sind, so sind diese doch nur denkbar, wenn in der Tiefe das Magma Platz machte.

Eine ausgedehnte Scholle kann ja überhaupt nicht um größere Beträge absinken — es sei denn, daß ein entsprechend großer Hohlraum verhanden wäre — wenn ihr nicht das Magma durch Ausweichen Platz macht. Nach der Seite hin kann aber das Magma nicht ausweichen, weil dort erklärlicherweise kein Raum und der

Druck zu groß ist. Folglich bleibt nur ein Ausweichen nach oben hin übrig. Daß hierbei der Schmelzfluß rings herum ausreichen müßte, wie Kranz behauptet, ist eine ganz unhaltbare Forderung. Warum soll er nicht nur nach einer Seite hin ausweichen? Sobald dort ein Teil des Schmelzflusses oben herausquillt, entsteht unten ein entsprechender Hohlraum, in den im gleichen Schritte der andere Schmelzfluß hineingedrückt wird.

Sind nun da, wo das Magma nach oben entweicht, offene Spalten vorhanden, so wird es in diesen hinaufgepreßt. Sind sie aber infolge starken Seitendruckes und infolge Plastischwerdens der Gesteine in dieser Tiefe nicht offen, so muß das Magma sich nolens volens nach oben hin Bahn brechen, indem es entweder sich Kanäle aufwärts einschmilzt, oder durch Explosionen Kanäle schafft, oder durch Vereinigung von Aufschmelzen und Explosionen das bewirkt, oder die überliegenden Erdschichten in die Höhe hebt und in diese Intrusionen bildet[1], oder endlich der aufsteigenden Scholle nach oben hin auf breitem Raume folgt.

Die häufige Lage der Vulkane in der Nähe der Senkungsränder zwischen Meeresbecken und Festland, aber nicht selten entfernt von der betreffenden Bruchlinie, spricht doch wahrlich dafür, daß das Magma in oben genannter Weise dem Antrieb Folge leistet. Gewiß werden bei dem Emporsteigen des Magmas Gase mitbeteiligt sein, nämlich da, wo große Massen von Gasen vorhanden sind. Das verrät sich dann durch große Explosionen. Da es aber Eruptionen gibt, die ganz oder fast ganz ohne Explosionen, ohne Aschen- und Lapillibildung vor sich gehen[2], so muß notwendig eine andere Kraft als Gase das Emporheben des Magmas bewirken können oder doch wesentlich bewirken[3].

o) Einen ebenso barschen wie völlig unberechtigten Angriff macht Kranz gegen mich auf folgendem Gebiete. Unter den zahlreichen Beispielen, die ich dafür anführen konnte, daß auch an anderen Orten der Erde der Schmelzfluß — mindestens durch den oberen, sichtbaren Teil der Erde — sich selbständig Wege geschaffen hat, hatte ich auch einige bei Freiburg i. Br. gelegene

[1] Wenn das Magma, d. h. flüssiges Gestein, durch absinkende Schollen in die Höhe gepreßt wird, so ist gar kein Grund vorhanden, warum nicht auch Erdschichten, d. h. festes Gestein, emporgehoben werden können.

[2] Die Entstehung der ausgedehnten Basaltdecken, der Schildvulkane auf Island, des Kilauea, des Georgios bei Nea Kaimeni 1866, wo erst zuletzt Explosionen sich einstellten und bei Nea Kaimeni 1707—09.

[3] Die Küste von Pantelleria wurde 1890 auf Kilometerlänge gehoben; 1891 wiederholte sich dieser Vorgang um den Betrag von 6—8 m kurz vor dem großen Ausbruche vom 17. Oktober. Hier ist allem Anschein nach die Insel von dem heraufgepreßten Schmelzflusse gehoben worden.

vulkanische Vorkommen angeführt. Kranz greift mich deshalb an mit den Worten: „Es wäre also an Branca, die Unterlagen für diese Vermutungen zu erbringen, bevor er sie ausspricht“.

Warum so barsch, zumal wenn man gänzlich im Unrecht ist? Wenn Kranz sich in meiner Arbeit orientiert hätte, so würde er gefunden haben, daß ich ja dort die von ihm vermißten Unterlagen für meine Vermutung gegeben habe[1]. Ich habe dort schon vor 16 Jahren die beiden Gründe genannt, die mich dazu veranlaßten: Nämlich erstens, daß in der vulkanischen Füllmasse dieser Röhren zahlreiche eckige bis rundliche Brocken der durchbrochenen Gesteinsarten liegen (s. oben p. 358, 59 No. 1 u. 2) und zweitens, daß diese Gänge, nach freundlicher damaliger Mitteilung des Herrn Kollegen Steinmann, keineswegs langgestreckt, sondern schlotförmig, von rundlichem Querschnitte sind (s. oben p. 358 No. 1).

Die Analogie mit den Uracher Vulkanembryonen ist folglich eine so große, daß es mir wissenschaftlich durchaus statthaft erschien, sie hervorzuheben und in aller vorsichtigster, bescheidenster Weise darüber zu sagen: „Es sind das einige Vorkommen, welche man möglicherweise ebenfalls für gleichartig mit den unseren ansehen könnte“. Da ich nun bei den Uracher Vulkanembryonen lediglich für den oberen Teil der Erdrinde selbständige Erzeugung von Ausbruchsröhren nachgewiesen habe, für den unteren Teil dagegen aufsteigende Schmelzflüsse auf Spalten als möglich offen gelassen habe (s. p. 392 k, 398), so galt Gleiches selbstverständlich, wenn ich dieses Vorkommen bei Freiburg als analog anführte, auch für diese. Sie mögen ja in der Tiefe von Spalten abhängig sein, das habe ich nie bestritten, Kranz legt mir das nur in den Mund. Für den oberen Teil aber muß ich das von mir Geäußerte voll und ganz aufrecht erhalten und Kranz' barschen Angriff voll und ganz als unberechtigt ablehnen.

p) Meinen Gegnern in dieser Spaltenfrage muß ich übrigens mitteilen, daß ich abermals einen Beweis für die Unabhängigkeit gewisser Vulkanvorkommen von präexistierenden Spalten, mindestens im oberen Teil der Erdrinde, anführen kann. H. Reck hatdas neuerdings in seiner Arbeit über die isländischen Schild- oder Lavavulkane geäußert. Er sagt: „Daß eine (präexistierende) Spalte für das Aufsteigen des Magmas dem Wesen der Schildvulkane fremd ist, ergibt sich aber vor allem aus der Beobachtung selbst. Noch niemals wurde weder an einem Schildvulkane selbst, noch in der Verbindungslinie irgendwelcher Schildvulkane eine Spalte beobachtet[2].

[1] Vulkanembryonen von Urach. p. 741.

[2] H. Reck, Isländische Masseneruptionen. Geol. u. pal. Abh. von E. Koken. Neue Folge. 9. (13.) H. 2. 1910. p. 25, und H. Reck, Das vulkanische Horstgebirge der Dyngjufjöll. Abh. d. math.-phys. Kl. d. K. Preuß. Akad. d. Wiss. 1910.

Daß Reck völlig ohne vorgefaßte Meinung zu solchem Ergebnis gekommen ist, geht schlagend daraus hervor, daß er an den anderen vulkanischen Eruptionen auf Island präexistierende Spalten annimmt. Hier, bei einem Teile der Schildvulkane, ist jedoch die Unabhängigkeit von Spalten deswegen so schön zu erweisen, weil dieser Teil der Schildvulkane vulkanische Horste von viereckigem Umrisse bildet, welche hoch über ihre Umgebung hervorragen, so daß man dann an den vier Seiten genau nachweisen kann, daß dort keine Spalten vorhanden sind, auf welche sie ursächlich zurückgeführt werden könnten.

q) Ein helles Licht auf die allzu große Leichtigkeit, mit welcher Kranz sich auch an anderen Orten von der (vermeintlichen) Abhängigkeit der Vulkane von Spalten überzeugen läßt, geben einige hier folgende Zitate aus einigen Arbeiten Kranz':

In seiner Arbeit „Zur Tektonik des Siebengebirges“[1] hat Kranz eine Anzahl winziger Verwerfungen, zum Teil von 0,5—1,2 und einigen Metern Höhe, in den Tertiärschichten gefunden, die er mit als Beweis der Abhängigkeit der Eruptionen von Spalten zu verwerten sucht — ohne jedoch auch nur einen einzigen wirklichen Beweis dafür erbringen zu können, daß dem so sei. Es ist ja eine jedem Geologen bekannte Erscheinung, daß weiche Tertiär- und Diluvialschichten oft von zahlreichen derartigen kleinen Verwerfungen durchsetzt sind, die teils lediglich durch ein Sichsetzen der Schichten hervorgerufen werden, teils durch andere kleine tektonische Bewegungen der Erdrinde. Gerade im Umkreis von Vulkanen findet, wie allbekannt, ein solches Sichsetzen der Schichten im großen Umfange nicht selten statt; teils weil das lose ausgeworfene Material sich im Laufe der Zeiten mehr und mehr setzt, teils weil infolge des Auswurfes größerer Massen entsprechende Hohlräume in der Erdrinde entstehen, deren Decke dann allmählich ein wenig einsinkt und zerberstet. Daß dann solche Spältchen „auf den Eruptionspunkt hinzielen“, ist wohl selbstverständlich, da sie ja durch den Eruptionspunkt überhaupt bedingt werden. Auch aus anderen Gründen, wie Veränderung der Wasserverhältnisse im Untergrund, Absitzen der Schichten an den Gehängen, welches letztere durch natürliche wie durch künstlich gemachte Einschnitte entstehen können, bilden sich solche winzigen Verschiebungen.

Wie man solche kaum der Rede werten, noch heute sich immer fortbildenden kleinen Sprünge in ursächliche Beziehung zur Entstehung von Vulkanausbrüchen bringen kann, ist mir unverständlich. Spalten, die bis auf den Schmelzherd niedersetzen, Spalten also, auf denen der Schmelzfluß in die Höhe gestiegen ist, pflegen denn doch anderer Art zu sein! Zum Überfluß sagt

---

[1] Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch. 1910. Monatsber. p. 153—163.

ja Kranz selbst p. 163: „Dazu diese kaum meßbaren Sprunghöhen! Nur ein glücklicher Zufall und dann die peinlichste Aufmerksamkeit auf die feinsten stratigraphischen Merkmale kann in einem solchen Gebiet zur Erkenntnis des Zusammenhangs zwischen Vulkanen und Spaltenbildung führen, verbunden mit der ausgesprochenen Absicht, solchen Zusammenhang finden zu wollen."

In diesen Worten Kranz' spricht sich ganz dieselbe vorgefaßte Meinung aus, wie er sie in einer anderen Arbeit[1] kundgegeben hat: „Es war mir schon **vor** der Kenntnis der Brüche im Maargebiet der Alb ein Zusammenhang zwischen den dortigen vulkanischen Erscheinungen und der Tektonik des ganzen Gebietes nicht zweifelhaft." Was es mit diesen angeblichen Brüchen und mit ihrer angeblichen Ursächlichkeit der Eruptionen dort auf sich hat, ist im Vorhergehenden zur Genüge gezeigt worden.

Ein weiteres Licht über den Wert solcher Spekulationen Kranz's wirft seine Arbeit über das Tertiär bei Castelgomberto in Vicentin[2]. Dort erklärt Kranz auf Grund bloßer Vermutungen über das Vorhandensein von Spalten diese ohne weiteres als Ursache der Eruptionen: „Bei der Eruptivmasse der Südspitze des Castelliberges von Montecchio Maggiore, bei denjenigen westlich Maso am zweiten Castellodurchbruch (Castelgomberto) und der Vetta di Castellare kann das Vorhandensein von Spalten als wahrscheinlich angenommen werden." Warum denn? Doch nur, weil das Dogma des Betreffenden eine solche Annahme fordert!

Ebenso sagt Kranz p. 188, nachdem er eine Anzahl anderer vulkanischer Punkte namhaft gemacht hat, die auf und neben Verwerfungen liegen: „Hier darf als sicher gelten, daß die Sprünge den Eruptionen voraufgingen und sie auslösten." Warum aber das als „sicher" gelten darf, wodurch die Priorität der Spalten erwiesen wird, das sagt Kranz nicht; offenbar, weil es sich nicht beweisen läßt. Soll denn alles, was an Spalten sich in jener Gegend befindet, durchaus nur prävulkanisch entstanden sein? Ist es denn glaublich, daß nur **vor** jener doch recht weit zurückliegenden vulkanischen Tätigkeit dort Spalten entstanden sein können und daß nach und seit jener Zeit alle und jede Spaltenbildung erloschen sein muß?

Auf p. 189 sagt Kranz ferner: „Das Randgestein (der Durchbruchskanäle) ist vielfach in nächster Nähe der Durchbrüche stark gestört." Das ist doch wahrlich kein Wunder, da hier so heftige Explosionen erfolgt sind. Aber das ist dann eben die Folge des Vulkanismus und nicht, wie Kranz annimmt, die Ursache desselben.

r) Ich komme nun zu dem letzten Punkte in Kranz' Angriffen. Um denselben in seiner richtigen Bedeutung erkennen zu lassen, stelle

---

[1] Dies. Centralbl. 1908. S. 562.

[2] Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIX. p. 189.

ich meine eigenen Worte, die ich in meiner Arbeit über die Vulkanembryonen Schwabens[1] geschrieben habe, den seinigen gegenüber.

Meine Worte p. 628: „Damit will ich nicht sagen, daß ich diese Beziehungen zwischen Spalten und Vulkanen als Ursache und Wirkung bestreite. Das kommt mir gar nicht in den Sinn. Ich will nur einer Verallgemeinerung dieses Satzes entgegentreten, da ich das Vorhandensein von Spalten auf Grund der im Gebiete von Urach gemachten Erfahrungen nicht als conditio sine qua non für die Entstehung von Maaren betrachten kann.“

p. 630: „Wohl wird unter dem ganzen vulkanischen Gebiete von Urach in der Tiefe ein großer Hohlraum, ein Herd vorhanden gewesen sein, in welchem die Schmelzmassen sich mehr als an anderen Orten der Erdoberfläche genähert befanden, an welchem sie in einem höheren Niveau standen als anderwärts. Wohl mögen vielleicht von diesem Herde aus verschiedene klaffende Spalten nach aufwärts in die Erdrinde gegangen sein, in welchem die Schmelzmassen abermals höher steigen konnten. Wohl mögen auch diese Bruchlinien hie und da hinauf bis an die Erdoberfläche gereicht haben; trotzdem aber scheint es mir, daß diesen letzteren Teil ihres Weges zur Erdoberfläche unsere Schmelzmassen ganz vorwiegend auf Kanälen zurücklegten, welchen sie sich durch ihre Gase selbst bohrten“[2].

So lautete also das Ergebnis, zu dem ich in meiner Arbeit über die Vulkanembryonen des Gebietes von Urach gelangt war[3]; und dieses Ergebnis hat Kranz in drei verschiedenen Arbeiten mit einer großen Zahl von Einwürfen bemängelt, bekrittelt, als unrichtig zu erweisen sich bemüht. Freilich hat sich dabei sein Standpunkt allmählich recht sehr verschoben:

Im Anfang, bei dem ersten seiner Angriffe, verkündete er sofort dem Zeitungspublikum, daß das Ergebnis meiner Arbeit über die Vulkanembryonen nun „erschüttert“ sei und daß, schon bevor er das Gebiet von Urach genauer kennen gelernt habe, es ihm klar gewesen sei, daß ich mich im Irrtum befinde.

Konnte man es wohl mit Recht für „persönlich“ und „gereizt“ (s. p. 357) erklären, wenn ich Kranz daraufhin blinden Dogmenglauben zuschrieb? War das nicht vielmehr damals durchaus berechtigt?

---

[1] p. 628 und 630.

[2] Vergl. ferner Vulkanembryonen, p. 623 ff. und p. 635, ferner dies. Centralbl. 1909, No. 4 u. 5, Sep.-Abz. S. 2—4, wo ich weitere Zitate von mir gegeben habe, die ganz dasselbe vorsichtig Ausgesprochene besagen.

[3] Und ähnlich habe ich mich in späteren Arbeiten über die Spaltenfrage der Vulkane ausgedrückt, wie die in Anm. 1 stehenden Zitate erweisen.

Jetzt freilich, am Schlusse seines dritten Angriffes, sieht sich Kranz gezwungen, zuzugestehen, daß das Magma sehr wohl sich in der von mir geschilderten Weise Auswege bahnen kann, denn Kranz' Schlußworte, p. 9, lauten:

„Von Dogmaglaube gegen die Entstehung vulkanischer Röhren infolge von Gasexplosionen kann nach alledem bei mir nicht die Rede sein; ich leugne lediglich, daß dies ihre erste und hauptsächlichste Ursache sein muß und stimme Lenk vollkommen bei: „Meines Erachtens kommt der Beschaffenheit des dem Sitze des Magmas näheren (und jedenfalls mächtigeren) Untergrundes eine ausschlaggebende Bedeutung zu; ihr gegenüber treten die Verhältnisse einer relativ dünneren Oberflächenschicht zweifellos in den Hintergrund".

Also soweit es sich um Tatsachen im vulkanischen Gebiete von Urach handelt, erkennt Kranz jetzt das, was ich gesagt habe, an; und nachdem ich in vorliegender Arbeit auch alle seine trotzdem wieder erneuten Einwürfe abgewehrt habe, wird Kranz das in noch höherem Maße tun müssen.

Welchen Sinn haben aber dann diese dreimaligen Angriffe gehabt? Ich vermag keinem zu finden.

Lediglich in der doch rein akademischen Frage weicht Kranz jetzt noch von mir ab, ob man mehr betonen solle das Verhalten des sichtbaren, beobachtbaren Obergrundes oder dasjenige des unsichtbaren, schwer oder gar nicht beobachtbaren Untergrundes. Mir erscheint es ziemlich nebensächlich, was man mehr betonen will. Ich jedenfalls mußte das Verhältnis des Obergrundes voranstellen, weil es damals ein Novum war, das damals gegen die herrschende Lehrmeinung verstieß. Kranz hat das jetzt nicht mehr nötig, weil er einer späteren Generation angehört, die bereits eine richtigere Auffassung gewinnen konnte.

Als ich meine Untersuchungen in dem Uracher Vulkangebiet begann, da bin ich hinausgezogen in dem Dogmenglauben, daß den Vulkanausbrüchen notwendig immer und überall präexistierende Spalten zugrunde liegen müßten. Ich hatte das nie anders gehört, hatte das nie anders vorgetragen, meinte, daß sie gar nicht anders entstanden sein könnten. Ich habe daher immer nach diesen Spalten gesucht; Dogmenglaube vermag eben blind zu machen, so daß man dann nichts anderes sehen kann. Es hat eine geraume Weile gedauert, bis ich mich endlich freigerungen hatte von dieser vorgefaßten Meinung. Als ich dann begriffen hatte, daß das Dogma überraschenderweise hier unmöglich richtig sein könne, da habe ich mich an andere Kollegen gewendet mit der Frage, ob ihnen etwa Ähnliches bekannt sei. Auf solche Weise bin ich auf Geiki's Arbeit über die schottischen Vulkane hingewiesen worden und habe dort zu meiner Erleichterung gelesen,

daß er zu gleichem Ergebnisse gekommen war. Ähnlich aber wird das mehr oder weniger auch den anderen Forschern wohl ergangen sein, die ich dann in späteren Arbeiten über dieses Thema aufgezählt habe, als gleichfalls zu solchem Ergebnisse gekommen.

Besprechungen.

Max Leo: Über Anlauffarben. Eine neue Methode zur Untersuchung opaker Erze und Erzgemenge. Dresden bei Theodor Steinkopff. 1911. 68 p. Mit 1 Dreifarbendrucktafel u. 1 Tab.

Es ist dem Verf. gelungen, eine Methode zu finden, um auf bequeme Weise gleichmäßige, kräftige Anlauffarben auf Kristallen zu erzeugen. Die hierzu dienenden Verfahren, elektrolytische sowohl als andere werden ausführlich unter Berücksichtigung der älteren Literatur besprochen. Es ergab sich dabei als allgemeines Gesetz, daß verschiedenwertige Flächen eines Kristalls verschieden rasch und mit verschiedenen Farben anlaufen, während sich gleichwertige Flächen gleich verhalten. Die speziell untersuchten Mineralien sind hauptsächlich hellgefärbte Kiese, und zwar: Magnetkies, Pentlandit, Millerit, Horbachit, Schwefelkies, Markasit, Buntkupfererz, Kupferkies, Linneit, Cuban und Polydymit. Dabei ergab sich die Möglichkeit, opake Mineralbruchstücke ohne Kristall- und Spaltungsflächen kristallographisch zu bestimmen und zu orientieren, der thermoelektrisch positive Schwefelkies zeigt ein anderes Verhalten als der negative. Pentlandit und Horbachit erwiesen sich als Gemenge etc. Überhaupt können Verwachsungen mehrerer Mineralien mittelst dieser Methode leicht nachgewiesen werden, da sich verschiedene Mineralien verschieden rasch mit Anlauf bedecken. Diesen Nachweis erklärt der Verf. als sein Endziel, das er immer im Auge behielt. Als Beispiel hiefür wird das bekannte Nickelerz von Sohland a. Spree vorgeführt, dem auch die farbige Tafel gewidmet ist. In einer Tabelle ist alles Hauptsächliche über die oben genannten Mineralien zusammengestellt, was man für die Praxis braucht, um sie mit Hilfe von Anlauffarben und anderen Farbenreaktionäen unterscheiden und optisch auseinanderhalten zu können. Es ist wohl keine Frage, daß die Anlauffarben bei opaken Mineralien neben anderen Methoden für die Unterscheidung und Bestimmung recht wichtig werden können und es ist daher zu wünschen, daß dieses Verfahren durch weitere Arbeiten auf diesem Gebiet bald weiter ausgebildet und vervollkommnet werden.

Max Bauer.

Personalia.

Gestorben: Dr. **Victor Karl Uhlig**, Professor der Geologie an der Universität in Wien.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

11. Die Aenderung des optischen Achsenwinkels in Gips bei höherer Temperatur.

Von **R. Brauns.**

In der Zeitschrift für Kristallographie (46. p. 144—153)[1] teilt A. E. Tutton, von dem Mitscherlich'schen Versuche ausgehend, Beobachtungen über die optischen Konstanten von Gips bei verschiedenen Temperaturen mit, u. a. auch solche über die Größe von 2 E bei höheren Temperaturen. Das einachsige Interferenzbild tritt hiernach in allen untersuchten Platten erst bei über 100° C auf, in verschiedenen Platten aber nicht genau bei derselben Temperatur, in einer für Na-Licht bei 105,2°, in andern bei 109,5°, 114,2° und 111,3° (korrig. Temp.). „Die Kreuzungstemperatur ist gewöhnlich", so schließt Tutton, „in den Textbüchern als 116° für Rot gegeben, während die wirkliche (korrigierte) Temperatur bei verschiedenen Kristallen von 104,5° bis zu 113° variiert" (für Rot).

Die Messungen von 2 E bei höheren Temperaturen wurden von Tutton mit Hilfe des Erhitzungsapparates ausgeführt, welcher dem neuesten Typus des Fuess'schen Achsenwinkelgoniometers (großes Modell) beigegeben wird. Die Temperaturen, höher als die gewöhnlichen, sind für die Wärmeleitung des Kristallhalters korrigiert worden, welcher aus Platin besonders konstruiert war, um diese Korrektion auf ein Minimum zu reduzieren. Die Korrektion wurde bestimmt, indem der Kristall durch das Kölbchen eines sehr kleinen Thermometers ersetzt wurde; sie betrug nicht weniger als 7° in der Nähe von 100°, so daß die von Tutton mitgeteilten korrigierten Werte um diesen Betrag niedriger sind als die unkorrigierten Werte, aber doch, wie die obigen Zahlen zeigen, ausnahmslos über 100° C liegen.

Auffallend sind bei diesen Ergebnissen die starken Schwankungen in der Temperatur (9°), bei der die Einachsigkeit erreicht wird, und die Abweichungen von den Bestimmungen Mitscherlich's[2]. Nach diesen fallen die optischen Achsen bei etwa $73\frac{1}{2}{}^{0}$ R

[1] Referat im N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. -364-.

[2] E. Mitscherlich, Über die Veränderung der doppelten Strahlenbrechung durch die Wärme. Poggendorff's Annalen 1826. VIII, p. 520 (Notiz über eine im vorhergegangenen November in der Akademie der Wissenschaften zu Berlin gehaltene Vorlesung über diesen Gegenstand).

zusammen und öffnen sich bei höher steigender Temperatur in der zur ersten senkrechten Ebene (b c). Es heißt hierüber wörtlich: „Erhöht man die Temperatur, so wird dieser Winkel (der optischen Achsen) kleiner, und bei einer Temperatur von ungefähr $73\frac{1}{2}^0$ R fallen die optischen Achsen zusammen, so daß alsdann die Erscheinungen denen bei einem einachsigen Kristalle gleich werden. Jenseits dieser Temperatur gehen die Achsen wiederum auseinander, und zwar in einer Ebene, die auf der früheren senkrecht steht. Beim Erkalten finden dieselben Erscheinungen in umgekehrter Ordnung statt. Die Änderungen geschehen mit zunehmender Temperatur in einem steigenden Verhältnis.“ Während die Angaben Mitscherlich's über die Höhe der Temperatur von anderen Autoren[1] übernommen worden sind, ist bei ihnen der letzte, nicht unwichtige Satz ausgefallen. In der Tat kann man auch den von Tutton mitgeteilten Messungen wenigstens das entnehmen, daß in gleichem Temperaturintervall bei höherer Temperatur der Achsenwinkel stärker abnimmt als bei tieferer Temperatur. Während in dem Intervall von 11,5° bis 48° (korr.) der Achsenwinkel 2 E für Li um 25° abnimmt, beträgt in dem um 10° kleineren Intervall von 48° bis 75° (korr.) die Abnahme 22°, in dem Intervall von 75° bis 104,5° (korr.) aber 52°, das ist ungefähr 1,8° für je einen Grad C, während in dem Intervall von 11,5° bis 75° die Abnahme von 2 E nur 0,7° für je einen Grad Celsius beträgt. Wenn die Messungen selbst auch nicht einwandfrei sind, wie ich zeigen werde, so dürfte doch daraus hervorgehen, daß die Änderungen des optischen Achsenwinkels zwischen 75° und 100° außerordentlich groß sind; dies ist für die Beurteilung der Ergebnisse von Wichtigkeit.

Daß die Geschwindigkeit, mit der die Achsen sich gegeneinander bewegen, für beide sehr verschieden ist, die eine sich beinahe halbmal schneller als die andere bewegt, hat F. E. Neumann gefunden[2]; zugleich weist Neumann darauf hin, daß eine Temperaturveränderung von nur 0,1° schon eine merkliche Veränderung in der Lage der Achsen hervorbringt; die anfangs geringe Übereinstimmung seiner einzelnen Beobachtungen führt er hierauf zurück. Als Temperatur, bei der die Achsen sich vereinigen, wird unter Berufung auf Mitscherlich's schöne Entdeckung 70—80° R genannt, ohne daß Neumann selbst diese Temperatur aufs neue bestimmt hätte.

Die Angabe, daß die optischen Achsen erst bei 116° C zu-

---

[1] A. Quenstedt, Handbuch der Mineralogie. 3. Aufl. p. 127 (gibt 70° R an). — P. Groth, Physikalische Kristallographie. 4. Aufl. p. 195. Hier heißt es, daß der Achsenwinkel schon bei einer noch unter 100° C befindlichen Temperatur gleich Null wird.

[2] F. E. Neumann, Poggendorff's Annalen. **35**. p. 85. 1835.

sammenfallen, rührt von DES CLOIZEAUX[1] her. Nach ihm vereinigen sich die Achsen für Rot bei 116°, während die für Blau schon in einer zur Symmetrieebene senkrechten Ebene merkbar geöffnet sind; bei 120° C öffnen sich die roten Achsen ihrerseits in dieser Ebene. Zwischen 120 und 125°, einer Temperatur, die man nicht überschreiten darf, ohne daß die Durchsichtigkeit und Zusammensetzung des Gips leidet[2], vergrößert sich die Entfernung der Achsen weiter für alle Farben; aber trotz der neuen Orientierung zeigen die Achsen keine merkbare horizontale Dispersion. Diese Angaben sind in die Mehrzahl der späteren Lehrbücher übernommen worden[3].

Es läßt sich nun sehr leicht zeigen, daß die Angaben von MITSCHERLICH im wesentlichen richtig sind, die von DES CLOIZEAUX aber und die von TUTTON nicht richtig sein können. Ich führe die Erscheinung seit vielen Jahren in der Vorlesung vor, in Gießen, Kiel und Bonn, habe hier immer wieder andere Platten benutzt, aber jedesmal nicht nur Einachsigkeit, sondern auch Öffnung des Achsenwinkels senkrecht zur Symmetrieebene erreicht, den Gips dabei doch nur auf dem Wasserbad erwärmt[4]. Von der Herkunft der Gipsplatten, der Einrichtung des Projektionsapparates oder des zur Verwendung kommenden Instrumentes hängt das Gelingen des Versuches jedenfalls nicht ab; sobald der Apparat so gerichtet ist, daß ich überhaupt die Erscheinungen im konvergenten polarisierten Licht an dickeren Platten projizieren kann, kann ich damit auch die Änderung des optischen Achsenwinkels in Gips vorführen. Ich benutze bald einen Polarisationsapparat für konvergentes Licht, bald das hierzu eingerichtete Mikroskop; die Erwärmung der Platte kommt in meinem Projektionsapparat, im Gegensatz zu dem, welchen TUTTON benutzt hat, gar nicht in Betracht. Die Erwärmung des Gipses nehme ich überhaupt nicht während der Projektion im Apparat vor, sondern vorher, und zeige die Erscheinung rückläufig bei der Abkühlung. Auch darauf, ob die Platte zur Erwärmung in einem Metallrahmen mon-

---

[1] DES CLOIZEAUX, Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux. Paris 1867. p. 135.

[2] Die Temperatur, bei der Gips sich unter Bildung von sogen. Halbhydrat ($CaSO_4 . \frac{1}{2}H_2O$) verwandelt, liegt nach den Untersuchungen von VAN'T HOFF bei 107° (Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. zu Berlin 1900. No. 18 der Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozean. Salzablagerungen; auch Neues Jahrb. 1902. II. -6-), die Umwandlung erleidet aber leicht Verzögerung und tritt meist erst bei 120° ein.

[3] BAUER, Lehrbuch der Mineralogie. 2. Aufl. p. 852. — DANA, System of Mineralogy. 6. Aufl. p. 935. — LIEBISCH, Grundriß der physik. Kristallographie. p. 409. — NAUMANN-ZIRKEL, Elemente der Mineralogie. 14. Aufl. p. 244. — TSCHERMAK, Lehrbuch der Mineralogie. 5. Aufl. p. 215.

[4] Vergl. R. BRAUNS, Das Mineralreich. p. 411. 1903.

tiert ist oder nicht, kommt es nicht an, jedoch scheint mir ein solcher Rahmen (auch von TUTTON benutzt), in dem z. B. STEEG die Platten häufig liefert, wenig geeignet, die Erwärmung der Platte zu vermitteln, da, wenn er an dem hervorragenden Teil mit einer kleinen Bunsenflamme erwärmt wird, die Erwärmung ungleichmäßig erfolgt und leicht zu hoch werden kann, wodurch der Gips trüb wird. Ich habe es am praktischsten gefunden, die Platte mit wenig Canadabalsam auf einen Objektträger zu befestigen, weil man da am besten mit ihr hantieren kann. Um über die Lage der optischen Achsenebene orientiert zu sein und das Präparat schnell in richtiger Lage in den Polarisationsapparat einschieben zu können, empfiehlt es sich, die Platte so aufzukleben, daß die Symmetrieebene einer Kante des Objektträgers parallel ist.

Die Hauptsache für das Gelingen des Versuches ist, daß die Gipsplatte gleichmäßig durchwärmt ist. Bleibt die Temperatur innerhalb der Platte unter der außerhalb, welche das Thermometer anzeigt, so muß sich dies, wie vorher dargelegt, in der Größe des Achsenwinkels sehr stark bemerkmar machen; bei 10° Temperaturdifferenz um 18 bis 20° für 2E in dem Gebiet, in dem 2E der Null sich nähert. Neben der Korrektion für die Wärmeleitung des Plattenhalter, die TUTTON mit 7° in Rechnung stellt, käme die unvollkommenere Durchwärmung viel mehr in Betracht; wird die Gipsplatte auf Glas montiert, so dürfte eine Korrektion für die Wärmeleitung überhaupt fortfallen. Für den Vorlesungsversuch lasse ich die auf einem Objektträger festgeklebte Gipsplatte eine halbe Stunde auf dem Wasserbad liegen und bedecke sie während dieser Zeit mit einem Uhrglas. Es kommt nur darauf an, sie schnell unter den Apparat zu bringen; sie erweist sich da als zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel, der schnell Null durchläuft und darauf größer wird, bis die Hyperbeln den äußersten Rand des Gesichtsfeldes erreicht haben; die Wärme im Apparat macht sich hierbei in keiner Weise störend bemerkbar. Der Versuch gelingt immer und die Erscheinung ist eine der schönsten, die man den Zuhörern vorführen kann.

Nachdem ich die Abhandlung von TUTTON kennen gelernt hatte, habe ich den Versuch in der Weise wiederholt, daß ich die Gipsplatte in einem Trockenschrank eine halbe Stunde lang auf 100° erwärmt und dann schnell in das mit BERTRAND'scher Linse und Okularmikrometer versehene Mikroskop gebracht habe. Trotzdem sich die Platte hierbei schon abgekühlt hatte, habe ich doch einen Achsenwinkel von 20 bis 30° in der zur Symmetrieebene senkrechten Ebene feststellen können.

Bei diesen Versuchen wäre es immerhin denkbar, daß die Kupferplatte im Innern des Trockenschrankes wärmer wird, als das Thermometer anzeigt, das sich dicht darüber befindet. Ich habe daher den Versuch wiederholt und die Platte (außer den alten

des min. Inst. auch neue von STEEG und REUTER bezogene) in einem doppelwandigen, mit Wasser gefüllten Trockenschrank auf genau 100° erwärmt, der Erfolg war derselbe, auch hier war die Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Symmetrieebene und der Winkel der optischen Achsen 2 E, mit der SCHWARZMANN'schen Achsenwinkelskala gemessen, betrug 20 bis 30°, um in kurzer Zeit Null zu durchlaufen und in der zur ersten senkrechten Ebene schnell auseinander zu gehen.

Nach der Beobachtung unter dem Mikroskop genügte jedesmal eine Erwärmung von 5 Minuten, um auf's neue einen Achsenwinkel von 20—30° in der Ebene bc festzustellen. Es kann hiernach gar keinem Zweifel unterworfen sein, daß die Einachsigkeit in Gips erheblich unter 100° erreicht wird, daß bei 100° die Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Symmetrieebene liegt und der Winkel der optischen Achsen bei dieser Temperatur größer als 20° ist.

Die für eine chemisch homogene Substanz auffallenden Schwankungen von 2 E, welche die Messungen von TUTTON ergeben haben, möchte ich nicht auf eine Verschiedenheit der optischen Konstanten in den untersuchten Gipsplatten, sondern, bei der großen Empfindlichkeit des Gipses gegen die Temperatur, auf unvollkommene und ungleichmäßige Durchwärmung zurückführen; ebenso kann es nur hieran liegen, daß TUTTON die Temperatur, bei der Einachsigkeit eintritt, auf über 100° bestimmt hat. Um die mit steigender Temperatur eintretenden Änderungen des optischen Achsenwinkels (wie der Brechungsexponenten) von Grad zu Grad genau messend zu verfolgen, müßte man einen Apparat haben, der vollständige und gleichmäßige Durchwärmung der Gipsplatte, genaue Messung der Temperatur und zugleich Beobachtung im konvergenten polarisierten Lichte gestattet. Zurzeit steht mir ein solcher Apparat — es wäre vielleicht an einen elektrisch heizbaren zu denken — nicht zur Verfügung, ich muß mich daher für jetzt mit den vorstehenden Angaben begnügen, die vielleicht dazu beitragen, den alten Beobachtungen MITSCHERLICH's zu ihrem Recht zu verhelfen und die Angaben über die optischen Eigenschaften eines so wichtigen Minerals wenigstens in einem Punkt richtigzustellen.

Ueber metameren Natrolith.

Von **St. J. Thugutt**[1].

An der Sauerbrunnenstraße bei Karlsbad, zwischen Satteles und Schömitz, befindet sich ein Steinbruch, in welchem Basalt im Kontakt mit dem Phonolith angetroffen sind. Soweit der erstere frisch und unverändert erscheint, ist der letztere, nament-

[1] Der Warschauer Ges. d. Wissenschaften im Dezember 1910 vorgelegt.

lich in unmittelbarer Berührung mit dem Basalt, stark zersetzt und mit Zeolithen reichlich erfüllt. Im Anfangsstadium der Zersetzung bildete sich nur Phillipsit. Derselbe durchdringt den Phonolith in dünnen Lagen und Schnüren, er kleidet die Wände der Höhlungen nnd Cavitäten in demselben aus und dient als Unterlage für den Natrolith und den Comptonit. Die bis 2 cm langen, divergentstrahligen, zu halbkugel- resp. fächerförmigen Gebilden gruppierten Natrolithnadeln sind an ihrer Basis mit Comptonit verkittet, während ihre oberen Enden frei ausgebildet sind. In den Ecken zwischen dem Phillipsit und dem Natrolith setzt sich als rezenteste Bildung der Calcit ab.

Der Natrolith repräsentiert eine der gewöhnlichsten Kombinationen des aufrechten Prismas mit der Pyramide. Die Pyramidenflächen sind größtenteils gut und gleichmäßig ausgebildet. Es kommen Fälle vor, wo zwei neben- resp. gegenübereinander liegende Flächen eine stärkere Entwickelung erfahren als die zwei anderen, oder wo nur eine einzige Pyramidenfläche zur Ausbildung gelangt, während die drei anderen gar nicht oder nur schwach angedeutet sind[1]. Solche Natrolithnadeln machen den Eindruck einer schräg abgeschnittenen Säule. Alle diese Details lassen sich vorzüglich mit Hilfe des binokularen Mikroskops von Zeiss, selbst an ganz winzigen Nadeln, verfolgen.

Die 5^0—6^0 betragende Auslöschungsschiefe macht das monokline System wahrscheinlich. Beiläufig sei bemerkt, daß mir die Natrolithe von Leitmeritz, von Hohentwiel und von der Seiser Alp dieselben Werte für die Auslöschungsschiefe ergeben haben. Ähnliches beobachtete auch Luedecke[2] bei den Natrolithen von Aussig und von Salesel. Dagegen wiesen die Natrolithe von Predazzo und von Brevig einen geringeren Auslöschungswinkel, etwa 3^0—4^0, auf.

Der mit Hilfe der Immersionsmethode nur annähernd bestimmte Brechungsexponent war ähnlich wie beim Natrolith von Leitmeritz $> 1,49 < 1,50$.

In Ermanglung einer genügenden Menge reinen Materials wurde der chemischen Analyse ein Gemenge von 88,61 % Natrolith und 12,15 % Comptonit unterworfen.

Das spezifische Gewicht des Gemenges fiel offenbar niedriger

---

[1] Diese ungleichmäßige Ausbildungsart oder das gänzliche Ausbleiben von zwei resp. drei Pyramidenflächen wurde wiederholt beobachtet: so z. B. von Streng (N. Jahrb. f. Min. etc. (1774.) p. 575 und von E. Kaiser (Zeitschr. f. Kryst. (1899.) **31**. p. 32) an den Natrolithen vom Limberger Kopf; von Negri an den Natrolithen von Salcedo und Monte Baldo; von F. Zambonini an den Natrolithen von Langensundfjord (Zeitschr. f. Kryst. (1901.) **34** p. 549).

[2] C. Hintze. Handb. d. Mineralogie. p. 1685.

aus als bei reinem Natrolith. Es wurden bei 18,7° C die Werte 2,235 und 2,24 beobachtet.

No. 1 und No. 2 ist die Zusammensetzung zweier mit Comptonit verunreinigter, in verdünnter Salzsäure klar löslicher Proben des Schömitzer Natroliths.

	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
H_2O	10,72	10,74	13,87	1,69	9,03
SiO_2	45,83	46,24	36,99	4,49	41,34
Al_2O_3	27,32	— [1]	31,49	3,83	23,49
CaO	1,68	0,93	13,83	1,68	0,04
K_2O	0,04	0,06	—	—	—
Na_2O	15,17	15,41	3,82	0,46	14,71
	100,76	—	100,00	12,15	88,61

No. 3. Comptonit, berechnet nach der Formel

$$(\tfrac{4}{5}Ca\,\tfrac{1}{5}Na_2)_2Al_4Si_4O_{16}\,.\,5\,H_2O.$$

No. 4. Comptonit, berechnet nach No. 3 im Verhältnis von 1,68 % CaO.

No. 5. Natrolith, berechnet aus der Differenz von No. 1 und No. 4.

In demselben ist das Verhältnis $H_2O : SiO_2 : Al_2O_3 : Na_2O = 2,18 : 2,98 : 1,00 : 1,03$, also sehr nahe dem theoretischen Werte. Der geringe Wasserüberschuß ist z. T. auf die Rechnung des Comptonits zu setzen.

Die Gegenwart des Comptonits kann mikrochemisch leicht nachgewiesen werden. Wässerige Methylenblaulösung (1 : 1000 H_2O) und 10 % $AgNO_3$ neben 20 % K_2CrO_4 sind auf den natürlichen Comptonit ohne Einwirkung. Der wasserfreie Comptonit färbt sich damit, nach zweiminutiger Einwirkung des Reagens, blaßlila resp. blaßrosa, der wasserfreie Natrolith dagegen — tiefblau resp. orangerot[2]. Dazu bleibt der Natrolith nach dem Entwässern klar und durchsichtig, während der Comptonit trübe und matt wird.

Wie zu erwarten, ist die Entwässerungstemperatur, die Erhitzungsdauer und die Korngröße des entwässerten Minerals auf die Intensität der Färbung nicht ohne Einfluß. So färbt sich der früher von mir[3] analysierte Natrolith von Leitmeritz, nach fünfsekundigem Glühen über dem Teclubrenner[4], mit Silberchromat orangerot, nach 10-sekundigem Glühen erscheinen hie und da ungefärbte Körnchen. Ihre Zahl vergrößert sich mit der Erhitzungs-

[1] Die Tonerde wurde wegen Unfall nicht bestimmt.
[2] St. J. Thugutt, Chemik Polski. (1911.) 11. p. 145.
[3] St. J. Thugutt. Dies. Centralbl. 1909. p. 680.
[4] Dunkle Rotglut (mittelgroße Flamme).

dauer, bis schließlich der Natrolith, nach 30sekundigem Glühen, dem Silbernitrat gegenüber ganz indifferent wird. Was das Methylenblau betrifft, so wird durch 30sekundiges Glühen seine Wirkung wohl geschwächt, aber nicht vernichtet. Statt intensiv blauer erscheinen mehr violette und lilafarbige Töne und das sowohl beim farblosen Natrolith von Leitmeritz, wie bei dem gelben von Hohentwiel, von Seiser Alp, von Predazzo und dem weißen und roten von Brevig.

Ganz anders bei dem Natrolith von Schömitz. 5—7 Sekunden über einer kleinen Spiritusflamme erhitzt, färbt sich derselbe nach der Behandlung mit 10 % $AgNO_3$ und 20 % K_2CrO_4 orangerot, mit Methylenblau dagegen intensiv blau. Die Korngröße des untersuchten Pulvers darf dabei 0,1 mm nicht viel übersteigen. Nach dreisekundigem Glühen über dem Teclubrenner[1] wird die Färbung wegen ungleichmäßiger Durchbrennung der äußeren und inneren Schichten des Kristalls streifig. Nach siebensekundigem Glühen hört die Wirkung des Silbernitrats ganz auf, während diejenige des Methylenblaus sich noch teilweise, wenngleich abgeschwächt, äußert. Im Vergleich mit den Natrolithen anderer Fundorte ist der Schömitzer Natrolith auf die Wirkung hoher Temperaturen mehr als viermal so empfindlich. Da er nun mit dem normalen Natrolith gleich zusammengesetzt ist, so muß hier offenbar ein metamerer Natrolith vorliegen. Wir hätten somit zwei Modifikationen von Natrolith zu unterscheiden: die eine, bei hoher Temperatur beständigere Modifikation — den normalen Natrolith, und die zweite, unter denselben Bedingungen weniger stabile Modifikation — den Epinatrolith[2]. Die Bezeichnung Metanatrolith (in Anspielung an die vorhandene Metamerie) kann nicht benützt werden, weil dieselbe schon früher von Rinne[3] für ein künstliches Dehydratationsprodukt des Natroliths, also in ganz anderem Sinne gebraucht wurde.

Worauf die Metamerie der Natrolithe beruht, darüber läßt sich natürlich ohne Kenntnis des Molekulargewichtes derselben sowie ohne entsprechende chemische Versuche nichts Bestimmtes sagen. Tritt der Epinatrolith als Zersetzungsprodukt des Hauyns im Phonolithe auf, so ist sein Erscheinen gar nicht unerwartet. Schon vor Jahren habe ich die Gelegenheit gehabt, zu zeigen[4], daß die Hauyne von Niedermending und von Rieden nicht identisch sind: der eine wandelt sich bei der Behandlung mit wässeriger Chlorcalciumlösung in $8\,CaAl_2Si_2O_8 \,.\, 2\,CaCl_2 \,.\, 13\,H_2O$

[1] Dunkle Rotglut (mittelgroße Flamme).

[2] Ich wähle diese Bezeichnung in Analogie mit Epistilbit.

[3] Sitzungsber. Akad. Wissensch. Berlin. (1890.) **46.** p. 1166. Hintze, Handbuch der Mineralogie. p. 1683.

[4] St. J. Thugutt, N. Jahrb. für Min. etc. (1895.) Beil.-Bd. IX. p. 582.

um, der andere gibt im Produkte $8\,CaAl_2Si_2O_8 \,.\, 11\,H_2O$, also ein chlorcalciumfreies Silikat. Mit Hilfe desselben Verfahrens gelang es mir, metamere Sodalithe zu entdecken. Es kann somit nicht auffallen, wenn metamere Stoffe zu metameren Spaltungsprodukten führen.

Anderseits ist es möglich, daß der Natrolith ein Spaltungsprodukt des Nephelins ist, der Epinatrolith dagegen ein Derivat des Hauyns resp. des Noseans. Dann müßte der Epinatrolith in den hauyn- und noseanführenden Gesteinen eine ganz gewöhnliche Erscheinung sein. Das ist auch wirklich der Fall. Es wurden in dieser Hinsicht Phonolithe von vier Lokalitäten untersucht und drei derselben erwiesen sich wirklich epinatrolithhaltig.

In Aussig bildet der divergentstrahlige, trübe, blaßrosa gefärbte Epinatrolith mit dem Natrolith einen etwa 2 mm dicken Überzug auf dem Phonolith und ist seinerseits mit ebenso gefärbtem Skolezit bedeckt und durchwachsen.

In Hohentwiel schmiegt sich der weiße Epinatrolith z. T. unmittelbar an den Phonolith an, z. T. ist er von demselben durch eine über 1 cm dicke gelbe Schicht von Natrolith und eine etwas weniger dicke weiße Schicht von angewittertem Phillipsit getrennt. Der dem Phillipsit ansitzende Epinatrolith repräsentiert kleine weisse, glänzende Nadeln von der Kombination (110) (111).

Das Phonolithhandstück vom Kaiserstuhl enthielt keinen Epinatrolith. Man findet hier nur Natrolith auf einer Unterlage von Mesolith. Damit ist aber noch keineswegs gesagt, daß der Phonolith vom Kaiserstuhl überhaupt keinen Epinatrolith führt.

Jedenfalls schließt die Annahme: der Natrolith stamme vom Nephelin, der Epinatrolith vom Hauyn, Nosean oder Sodalith her, nichts Unwahrscheinliches in sich ein. Eine festere Stütze würde aber für diese Ansicht gewonnnen, wenn es gelingen sollte, einen nur aus Nephelin, resp. nur aus Hauyn, Nosean oder Sodalith entstandenen Natrolith einer entsprechenden Prüfung zu unterziehen. Ein solches Natrolithmaterial bilden nun die unlängst von mir[1] chemisch und genetisch genau untersuchten Sprensteine von Arven, von Brevig und von Litchfield. Die zwei ersteren sind Abkömmlinge des Nephelins, der Litchfielder Spreustein, der sog. Hydronephelit, ist dagegen ein Umwandlungsprodukt des Sodaliths. Mit Silbernitrat auf obige Weise geprüft, erwiesen sich die norwegischen Vorkommnisse als Natrolith, dasjenige von Litchfield dagegen als Epinatrolith. Die letztere Hypothese hat somit die Feuerprobe glänzend bestanden.

Es ist nicht ohne Wert, daß die zur Feststellung der Metamerie bei den Natrolithen dienenden mikrochemischen Reaktionen so außerordentlich rasch verlaufen. Es genügen einige wenige

[1] N. Jahrb. f. Min. 1910. I. p. 25.

Minuten, um sich von der Gegenwart der einen oder der anderen Modifikation des Natroliths zu überzeugen. Zur Feststellung der Metamerie bei den Sodalithen und den Hauynen mit Hilfe wässeriger Chlorcalciumlösung waren 400 Stunden Zeit, kostspielige Platinapparate und langwierige chemische Manipulationen notwendig.

Zu welchen Produkten noch die metameren Hauyne und die metameren Sodalithe führen mögen, läßt sich im Augenblick nicht ersehen. Jedenfalls würde eine neue, dritte metamere Natrolithmodifikation nicht mehr überraschen.

Beim Epinatrolith muß immerhin auffallen, daß das von gewöhnlichem Natrolith so sehr abweichende thermische Verhalten in der äußeren Form keinen Ausdruck gefunden hat. Weder die Symmetrie noch die Formenkombination, weder die Auslöschungsschiefe noch der Brechungsexponent weisen irgendwelche merkliche Unterschiede auf. Möglich, daß bei weiterer, vertiefter Verfolgung der Frage sich noch welche Differenzen herausstellen werden.

Der Schömitzer Epinatrolith bietet noch in anderer Hinsicht ein gewisses Interesse. Derselbe enthält noch weniger Kali als der Natrolith von Leitmeritz. Bekanntlich schrieb Brögger[1] dem Kali der Natrolithe morphotropische Eigenschaften zu. Er meinte, daß mit wachsendem Kaligehalte auch die Auslöschungsschiefe wachsen müsse. Die kalifreien Natrolithe seien rhombisch, die kalihaltigen monoklin. Was nun das Vorkommen von Leitmeritz und von Schömitz betrifft, findet obige Theorie keine Bestätigung: der Natrolith von Leitmeritz enthält nur 0,15 % K_2O und besitzt eine Auslöschungsschiefe von 5°—6°, der Epinatrolith von Schömitz weist kaum 0,04 % K_2O auf und besitzt ebensolche Auslöschungsschiefe. Wahrscheinlich ist dem Natrolith und dem Epinatrolith monkline Symmetrie allein eigentümlich. Dafür spricht die so oft beobachtete schiefe Auslöschung. Die scheinbar höhere rhombische Symmetrie der Natrolithe ist vielleicht nur Folge einer wiederholten Zwillingsverwachsung. Es ist interessant, daß Brögger in einer und derselben Kristallstufe rhombische neben monoklinen Natrolithen beobachten konnte. Ähnliches fiel mir auch bei dem Handstücke von Leitmeritz auf. Bei der Besprechung der Dimorphie des Natroliths hebt Hintze[2] nicht ohne Recht hervor, daß „beim gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse die Frage noch nicht zu entscheiden ist, ob bei den anscheinend monosymmetrischen Varietäten Störungen oder bei den rhombischen Kristallen ausgleichende Verwachsungen vorliegen, oder ob eine Dimorphie anzunehmen ist, oder (wie Brögger meint) Morphotropie durch Gehalt an K_2O". Nach dem oben Gesagten scheinen ausgleichende Verwachsungen die größte Wahrscheinlichkeit für sich zu haben.

[1] Zeitschr. f. Krist. (1890.) **16.** p. 621.

[2] Handb. d. Min. p. 1685.

Zusammenfassung.

Es sind zwei Modifikationen von Natrolith zu unterscheiden, die thermisch und genetisch scharf charakterisiert sind: der vom Nephelin derivierte und bei hoher Temperatur verhältnismäßig beständige Natrolith, und der vom Hauyn, Nosean resp. Sodalith abstammende und thermisch wenig stabile Epinatrolith. Sonst besitzen beide gleiche Form und gleiche chemische Zusammensetzung.

Der Epinatrolith ist in Phonolithen eine häufige Erscheinung und tritt dort oft, ebenso wie in Syeniten, als Begleiter des Natroliths auf.

Mikrochemisch mit Hilfe von 10 % $AgNO_3$ und 20 % K_2CrO_4 leicht nachweisbar, kann der Epinatrolith als bequemes und sicheres Erkennungsmittel der Sodalithspreusteine dienen.

Die sowohl im Schömitzer Epinatrolith wie im Leitmeritzer Natrolith 5^0—6^0 betragende Auslöschungsschiefe kann nicht als Folge morphotropischer Wirkung des Kaligehaltes angesehen werden, weil davon nur Spuren zugegen sind.

Chemisch-mineralogische Untersuchungen am Glaukodot.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Da die Destillation des Arsenkieses im hohen Vakuum einen Einblick in seine Konstitution gestattet hatte[1], war es von Interesse, die verwandten Mineralien zu vergleichenden Versuchen heranzuziehen.

Zunächst untersuchte ich den Glaukodot und zwar benutzte ich einen Kristall von Håkansbo. Wie sich nach dem Zerschlagen herausstellte, enthielt er Kupferkies eingesprengt, doch wurden zu den Versuchen nur die Stückchen genommen, welche frei davon erschienen. Das feine Mineralpulver wurde in ein Rohr aus Kaliglas geschüttet, welches mittelst Schliffes mit einer Beutell'schen Quecksilberluftpumpe[2] verbunden war. Erst nachdem auf Kathodenvakuum ausgepumpt war, wurde mit dem Erhitzen begonnen. Die Destillation wurde in der bereits beim Arsenkies beschriebenen Weise durchgeführt[2]. Sie ging ohne Schwierigkeit von statten; vor allem trat die beim Arsenkies beobachtete, explosionsartige Zersetzung nicht auf.

Es bildete sich beim Erhitzen zunächst ein gelbbrauner Beschlag, der in der Nähe der Erhitzungsstelle dunkler und endlich

---

[1] Dies. Centralbl. 1911. p. 316.

[2] Dies. Centralbl. a. a. O. Schles. Gesellsch. f. vaterl. Kultur. 1910. II. Abh. p. 1.

schwarz wurde. Am Zurückgehen des Kathodenlichtes war im Anfang Gasentwicklung zu beobachten, die jedoch nach etwa 5 Minuten ihr Ende erreicht hatte. Nachdem 10 Stunden lang bis zur dunklen Rotglut erhitzt worden war, wurde die Destillation abgebrochen, weil nur noch Spuren von Arsen übergingen. Um das erste Destillat von dem nach dem Rösten übergehenden zu scheiden, wurde es im Destillationsrohr weiter nach der Pumpe zu getrieben. Von nun an wurde abwechselnd geröstet und im Kathodenvakuum destilliert. Während des Röstens erscheint ein geringer glitzender Beschlag von As_4O_6, der sich beim Anpumpen mit der Wasserstrahlpumpe verstärkt. Im hohen Vakuum destilliert zunächst Schwefel und dann Arsen über. Auch nach dem Rösten macht sich im Anfang eine beträchtliche Gasentwicklung bemerkbar, die aber nach 10 Minuten ganz verschwindet. Die Destillation des Arsens vollzieht sich viel langsamer, als beim Arsenkies. Nachdem (mit abwechselndem Rösten) 52 Stunden lang destilliert worden war, wurde der Versuch abgeschlossen. Es destillierten am Ende nur noch As_4O_6 und ganz geringe Mengen von Arsen über, während Schwefel nicht mehr zu beobachten war.

Das Destillat vor dem Rösten und das mittelst Röstens gewonnene wurden getrennt analysiert.

Vor dem Rösten war überdestilliert:

freier Schwefel	0,44 %
amorphes Arsen	1,37 „
an Arsen gebundener Schwefel	0,66 „
metallisches, sowie an Schwefel und Sauerstoff gebundenes Arsen	4,06 „

Das Destillat vor dem Rösten enthielt mithin 1,10 % Schwefel und 5,43 % Arsen.

In dem bei abwechselndem Rösten und Destillieren im Vakuum gewonnenen Destillat fand sich

freier Schwefel	0,91 %
amorphes Arsen	2,78 „
an Arsen gebundener Schwefel	2,37 „
metallisches, sowie an Schwefel und Sauerstoff gebundenes Arsen	15,16 „

Es waren also im Destillat enthalten 3,28 % Schwefel und 17,94 % Arsen.

Im ganzen war somit überdestilliert

Schwefel	4,38 %
Arsen	23,37 „

Ein Teil desselben Glaukodotpulvers wurde der quantitativen Analyse unterworfen. Das Resultat war das folgende:

Schwefel	20,35 %
Arsen	38,80 „
Eisen	21,83 „
Kobalt	16,36 „
Nickel	0,46 „
Kupfer	1,93 „
Summa	99,73 %

Da die Glaukodotkristalle mit Kupferkies durchsetzt waren, muß angenommen werden, daß das gefundene Kupfer von diesem herrührt. Es sind daher außer den 1,93 % Kupfer noch 1,69 % Eisen und 1,94 % Schwefel in Abzug zu bringen. Hiernach hat der untersuchte Glaukodot die folgende Zusammensetzung:

Schwefel	18,41 %	oder umgerechnet	19,56 %
Arsen	38,80 „	„ „	41,22 „
Eisen	20,14 „	„ „	21,39 „
Kobalt	16.36 „	„ „	17,37 „
Nickel	0,46 „	„ „	0,46 „
Summa	94,17 %		100,00 %

Aus den ermittelten Zahlen erhellt zunächst, daß es beim Glaukodot nicht möglich war, das gesamte Arsen überzudestillieren. Daß ein großer Teil desselben auch nach öfters wiederholtem Rösten nicht ausgetrieben werden kann, erklärt sich dadurch, daß die Metallarsenide um so schwerer zersetzbar sind, je edler das Metall ist. Daher gelang es ohne Schwierigkeit, den Arsenkies zu zersetzen, bei dem das Arsen an Eisen gebunden ist, während sich der Glaukodot, bei dem das Arsen an Kobalt gebunden auftritt, äußerst widerstandsfähig erweist. Die Destillation des Arsenkieses war nach 3 Stunden beendet, bei dem Glaukodot fand sich nach 62stündigem Erhitzen (10 Stunden ohne und 52 Stunden mit Rösten) nur etwas mehr als die Hälfte des Gesamtarsens im Destillat vor.

Im übrigen ist das allgemeine Bild der Zersetzung im Kathodenvakuum dasselbe wie beim Arsenkies. Es wiederholt sich die interessante Erscheinung, daß nach jedem Rösten im hohen Vakuum wieder Schwefel überdestilliert. Es hat sich also auch hier das Molekül durch die teilweise Oxydation unter Bildung eines Bisulfides zersetzt, welches dann im Vakuum in Monosulfid und Schwefel zerfällt. Selbstverständlich oxydiert sich ein Teil des Schwefels schon beim Rösten, wie auch aus der Untersuchung des Destillationsrückstandes hervorgeht. Der Rückstand enthielt nämlich noch 7,78 % Schwefel, und da sich im Destillat nur 4,38 % fanden, sind von den 20,35 % Gesamtschwefel 8,19 % in Form von SO_2 fortgepumpt worden.

Die Tatsache, daß auch schon im Anfang (ohne Rösten) Schwefel überdestilliert. hat ihren Grund darin, daß der Glaukodot

schon etwas oxydiert gewesen ist. Daß dies, trotz des ganz frischen Aussehens desselben, der Fall war, geht aus der Analyse unzweideutig hervor. Dividiert man die Prozente durch die respektiven Atomgewichte, so ergibt sich, daß 0,58 Atomen Schwefel, 0,52 Atome Arsen und 0,36 + 0,28 + 0,01 = 0,65 Atome Eisen, Kobalt und Nickel entsprechen. Nach der chemischen Formel S As (Fe, Co, Ni) müßten diese Zahlen im Verhältnis von 1 : 1 : 1 stehen. In Wirklichkeit enthält der Glaukodot einen beträchtlichen Überschuß von Metall, weil ein Teil des Arsens und des Schwefels durch Oxydation und darauf folgende Auflösung im Wasser verloren gegangen sind.

Setzt man in die Konstitutionsformeln, welche Groth[1], sowie Starke, Shock und Edgar Smith[2] für den Arsenkies aufgestellt haben, an Stelle des einen Eisenatoms ein Kobaltatom, so ergaben sich die folgenden Formeln:

```
      S——S
     /    \                 Fe    S——S    Co
   Fe  1.  Co                \\  /  2. \  =
     \    /                   As        As
     As—As
```

Bei dem symmetrischen Bau der beiden Formeln ist es gleichgültig, welches der beiden Eisenatome durch Kobalt ersetzt wird.

Die zweite Formel ist nach den beobachteten Erscheinungen nicht möglich, weil sie die leichte Bildung eines Bisulfides nicht zulassen würde. Auch müßten die beiden Arsenatome ein verschiedenes Verhalten beim Destillieren zeigen. Die an Eisen gebundenen Atome hätten dasselbe Verhalten wie im Arsenkies aufzuweisen, d. h., sie müßten durch Destillation im Vakuum leicht auszutreiben sein. Die an das edlere Kobalt geketteten Arsenatome hingegen müßten sehr schwer überdestillieren. Es würde daher die Hälfte des Arsens ebenso schnell destillieren als beim Arsenkies. Die Untersuchung ergab jedoch, daß beim Arsenkies in 2 Stunden 39 % des Gesamtarsens destillierten und beim Glaukodot in 10 Stunden nur 14 %. Es muß somit angenommen werden, daß das sämtliche im Glaukodot vorhandene Arsen viel schwerer destilliert, als beim Arsenkies, d. h. die beiden Arsenatome müssen im Molekül in gleicher Weise gebunden sein. Auch nach der ersten Formel gelangt man zu zwei verschieden gebundenen Arsenatomen.

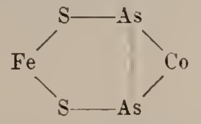
Zieht man die von mir für den Arsenkies aufgestellte Formel 3

```
      S——As
     /   | \
   Fe  3. |  Fe
     \   | /
      S——As
```

[1] Groth, Tab. Übers. 1898. p. 21.

[2] Journ. Am. Chem. Soc. 1897. **19**. p. 948. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. **2**. p. 10.

zur Erklärung heran, so ergibt sich die Möglichkeit von zwei isomeren Verbindungen, da das Kobaltatom an die beiden Schwefelatome oder an die beiden Arsenatome gekettet sein kann. Wäre es an den Schwefel gebunden, so müßte das Arsen ebenso leicht abdestillieren als beim Arsenkies. Da dies aber nach obigem nicht der Fall ist, so muß das Kobaltatom mit den beiden Arsenatomen verbunden sein. Dem Glaukodot $S_2As_2(Fe, Co, Ni)_2$ entspräche hiernach die folgende Konstitution:



Dieselbe befindet sich in voller Übereinstimmung mit den beobachteten Erscheinungen. Sie erklärt sowohl die leichte Bildung von S_2Fe (und das Abdestillieren von Schwefel nach jedem Rösten), als auch das langsame und unvollständige Abdestillieren des Arsens.

Breslau, Min. Institut der Universität, März 1911.

Aerodynamische und hydrodynamische Spektren.

Von **Peter Tschirwinsky** (in Nowotscherkassk).

Ich möchte die Fachgenossen darauf aufmerksam machen, daß im Zusammenhang mit der Eroberung der Luft in letzter Zeit einige neue experimentelle Untersuchungen über aerodynamische Spektren ausgeführt sind, die auch für Geologen sehr interessant sein müssen. Eine größere Anzahl (53) derartiger Spektren sind von Herrn D. Rjabuschinsky photographiert und in einer illustrierten Abhandlung „Spectres aérodynamiques“ im „Bulletin de l'Institut Aérodynamique de Koutchino, fascicule III, Moscou 1909“ beschrieben worden. Er benutzt zur Erzeugung dieser Spektren folgende Versuchsanordnung.

Durch ein viele Meter langes und ziemlich breites, horizontal gelegtes Rohr, das durch eine horizontale Scheidewand der Länge nach halbiert wird, läßt sich mit regulierbarer Geschwindigkeit Luftstrom saugen. Die horizontale Scheidewand dient dazu, sowohl verschiedene Hindernisse, die in den Luftstrom eingeführt werden sollen, zu tragen, als auch mit Lykopodiumpulver bestreut zu werden, das vom Luftstrome teils mitgeführt wird, teils bei dem Hindernis unter Bildung bestimmter geometrischer Figuren angehäuft wird. Diese Figuren, die als Spektren bezeichnet werden, hängen von der Form des Hindernisses und der Geschwindigkeit des Luftstromes ab. Als Hindernisse wurden Platten verschiedener Größe und Neigung gegen die Rohrachse, Zylinder und Halbkugeln benutzt. Besonders gute Spektren hat Herr Rjabuschinsky be-

kommen, wenn er mit einem kleinen Hammer kräftige Schläge auf die Scheidewand ausübte, da sich dann das Lykopodiumpulver besser nach den Stromlinien sich anordnen konnte. Die Strömungsformen von Wasser und Luft (ohne Pulver) photographisch von Fr. Ahlborn dargestellt [1]. Sehr erwünscht sind natürlich mathematische Erläuterungen zu derartigen Spektren. Einige sind schon, wie bekannt, mathematisch hergeleitet (ein ausführliches mathematisch gehaltenes Buch über Hydrodynamik ist das von H. Laub, ein Buch über Aerodynamik ist das von F. W. Lanchester, beide im Original englisch, sind auch ins Deutsche übersetzt).

Zur Stratigraphie des oberen Hauptmuschelkalks in Franken.

Von **Georg Wagner**, Künzelsau-Tübingen.

Mit 1 Textfigur.

Die stratigraphischen Ergebnisse meiner Untersuchungen über den oberen Hauptmuschelkalk Frankens seien hier, soweit dies nicht schon früher geschehen ist (dies. Centralbl. 1910. p. 771—775), kurz zusammengestellt. Auf eingehende Beschreibung und Begründung muß ich an dieser Stelle verzichten.

Bei der mannigfaltigen Ausbildung des oberen Hauptmuschelkalks ist es schwer, Leithorizonte aufzustellen und festzuhalten; denn nicht das einzelne Fossil entscheidet, sondern sein Vorkommen nach Häufigkeit und Lebensgemeinschaft und die Struktur des Gesteines. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, gestatten die Terebratelbänke eine durchgreifende Gliederung.

Für Franken gilt nebenstehendes Normalprofil.

Glaukonitkalk + Bairdienton (= *Semipartitus*-Kalk im engeren Sinn) möchte ich fränkische Grenzschichten nennen, denn sie fehlen in Schwaben. Sie zeigten nur *C. semipartitus*; im Terebratelkalk kommen *C. dorsoplanus* und *semipartitus* zusammen vor. *C. nodosus* wurde in diesen *Semipartitus*-Schichten nicht gefunden. Im *Intermedius*-Kalk tritt *C. intermedius* nach unten immer mehr gegen *C. nodosus* zurück; *C. dorsoplanus* wurde noch unter der Mitte gefunden. Die Ceratiten sind also keine genauen Leitfossilien, einzelne Funde beweisen nicht viel. Dazu macht ihr oft sehr spärliches Vorkommen eine scharfe Abgrenzung der Horizonte unmöglich. So ist auch die untere Grenze des *Intermedius*-Kalkes paläontologisch kaum genau festzulegen.

Eine natürliche Abgrenzung erlaubt die Haupterebratelbank (Benecke's „untere Terebratelbank“), die zwischen Main und Rhein petrographisch und faunistisch als konstanteste Bank

[1] Jahrb. der Schiffbautechn. Gesellschaft 1904. p. 417. 1905. p. 63 und 1909. p. 372.

Lettenkohle		Lettenkohlensandstein, bald fehlend, bald mächtig entwickelt und bis auf die Vitriolschiefer eingeschnitten.
		Schiefertone mit wenig Kalk- und Dolomitbänken, stark und rasch wechselnd.
		Crailsheimer „*Trigonodus*-Dolomit". kalkig oder dolomitisch, Ausbildung und Mächtigkeit rasch wechselnd.
		Dolomitische Mergelschiefer.
		0,2—0,5 m „Blaubank", muschelreich, Bonebed und lokal Glaukonit.
		0,8—1,4 m Schieferton, Crailsheimer „Vitriolschiefer".
7—9 m *Semipartitus*-Schichten	3,5—5 Fränkische Grenzschichten	Grenzbonebed, Glaukonit, Sand. Muschelkalkbonebed Quenstedt's. Unteres Crailsheimer Bonebed.
		1,8—3,3 m Glaukonitkalk mit Gekrösekalk, Bonebedkalk.
		1,5—2 m Bairdienletten mit welligen Kalken, nach Süden in Kalk übergehend.
	2,5—5 m Terebratelkalk	Obere Terebratelbank = Pelz.
		Sphärocodienkalk, unten Oolithbänke.
		Gelbe dolomitische Mergel und Kalkbänke mit Terebrateln, Schnecken, *Myophoria Goldfussi*.
		„Kiesbank" = gelbe dolomitische Mergel und schwarze Schiefer.
		0,4—1 m Hauptterebratelbank mit *C. dorsoplanus*, *intermedius* und selten *nodosus*.
Oberer *Nodosus*-Kalk	9—12 m *Intermedius*- oder Gervillien-Kalk	5—7 m blaue Wulstkalke und Mergel mit Gervillien. Unten Kalkplatten und Mergel.
		1,8—3,5 m Bank der kleinen Terebrateln, Gervillien, Myaciten, Schnecken, *Myophoria Goldfussi*. Unten Wulstkalke und Hebräer mit Gervillien.
		2 m Tonhorizont mit Kalkbänken, die im Süden überwiegen.
		20—25 m *Nodosus*-Platten.
		Cycloides-Bank.
		Unterer *Nodosus*-Kalk.

sich erweist. Sie besteht oft nur aus den seideglänzenden Schalen großer, fetter Terebrateln und tritt als besonders harte, zähe Bank schärfer heraus. Fast alle Fossilien des oberen Hauptmuschelkalks sind in ihr vertreten. Unter ihr fand ich nie *C. semipartitus acutus*, über ihr nie *C. nodosus*. Sie kann also als Grenzbank zwischen *Nodosus*- und *Semipartitus*-Schichten gelten. Die obere Terebratelbank teilt die *Semipartitus*-Schichten; über ihr ist mir kein *C. dorsoplanus* bekannt, auch treten darüber die typischen Muschelkalkfossilien (Terebrateln, *Pecten*, Terquemien, Schnecken) auffallend zurück und Myophorien und *Trigonodus* gewinnen die Herrschaft. Die obere Terebratelbank, der Crailsheimer „Pelz", ist meist knorrig, wulstig, knauerig, seltener kristallin. Typisch

ist die Tiergemeinschaft: *Coenothyris vulgaris, Gervillia socialis, Pecten laevigatus, Terquemia complicata, Ostrea sessilis, Myacites* sp., wovon in Küstennähe (Kirchberg—Wilhelmsglück) *Pecten* und Austern oft überwiegen. Ist südlich der Kochendorfer Fazies die obere Terebratelbank lokal schwieriger aufzufinden, so orientiert der unter ihr liegende Sphärocodienkalk rascher. Zwischen Bretten und Crailsheim wurden die Sphärocodien in ca. 50 Aufschlüssen nachgewiesen; ihre schönste Entwicklung zeigten sie dort, wo sie infolge des Auskeilens der fränkischen Grenzschichten der Grenze sehr nahe sind. Im Gebiet der Kochendorfer Fazies fehlen sie entweder ganz, oder es sind nur kümmerliche Reste erhalten. Meist führen ihre Äquivalente nur noch eigenartige schwarze Einschlüsse und Glaukonit.

Die Bank der kleineren Terebrateln hat *Cycloides* sehr nahestehende Formen und gibt im Enz- und Murrgebiet einen guten Leithorizont. Weiter im Süden überwiegt *Myophoria Goldfussi*; Gervillien, Myaciten und Schnecken sind im Norden häufiger. Im nordöstlichen Württemberg und im Maingebiet ist die Gliederung des *Intermedius*-Kalkes noch nicht durchgeführt.

Gestört wird diese normale Ausbildung durch Abnahme und Auskeilen der Schichten nach Süden und Osten und durch die vielgestaltigen Faziesänderungen.

Die Abnahme der Schichtenmächtigkeit nach Süden und Südosten ist ein charakteristischer Zug der süddeutschen Trias. So beträgt auch die Mächtigkeit des Hauptmuschelkalks bei Crailsheim nur $\frac{2}{3}$ von der bei Kochendorf (Regelmann). Dazu kommt noch das Auskeilen und Verschwinden ganzer Schichtenglieder gegen Südosten. Während die Profile von Vaihingen, Walheim (bei Besigheim), Hall, Rothenburg o. T., Hilpertshof (bei Burgbernheim) große Übereinstimmung in der Schichtenmächtigkeit zeigen (Haupterebratelbank 5—6 m unter der Grenze), läßt sich senkrecht zu dieser Richtung von Aufschluß zu Aufschluß, oft proportional der Entfernung, das Auskeilen der obersten Muschelkalkschichten nachweisen. Die fränkischen Grenzschichten verschwinden in der Linie Markgröningen—Backnang—Gaildorf—Vellberg—Crailsheim. (Von hier biegt diese Linie wohl nach Nordosten um.) Südlich davon bilden obere Terebratelbank, Sphärocodienkalk oder *Trigonodus*-Dolomit die Grenzschichten zur Lettenkohle. Da auch die Mächtigkeit der untersten Schiefertone (Vitriolschiefer) der Lettenkohle ein Abnehmen nach Südosten zeigt (1,4—0,9—0,6 m) und die „Blaubank“ (Quenstedt, Blatt Hall) sich daher der Grenze stetig nähert, ist eine fazielle Vertretung von Kalk durch Ton, die jenes Auskeilen vortäuschen könnte, ausgeschlossen. Es besteht also im Süden ein Hiatus, der im Maximum fränkische Grenzschichten + $\frac{1}{3}$ Terebratelkalk umfaßt. Daher liegt die Hauptterebratelbank hier nicht 8—9 m unter der Grenze, sondern nur 2—2,5 m (Winnenden—Backnang, Obersontheim im

Bühlertal, Crailsheim). Damit ist auch das Fehlen der Semipartiten im mittleren Württemberg (E. Fraas) und die hohe Lage der Nodosen bei Crailsheim (R. Blezinger) erklärt. Crailsheim selbst zeigt eine nicht normale Entwicklung des obersten Muschelkalks; die Nähe der Küste zeigt sich in vielen Schichten. Glaukonitreiche Kalke kommen hier sogar noch im Trochitenkalk vor. Reiche Bonebedlagen, Aufarbeitung des Untergrundes und damit verbundene Pseudokonglomeratstruktur des Bonebeds, unruhige Schichtung und größerer Sandgehalt sind für den Südosten (Marbach—Rothenburg—Crailsheim) bezeichnend.

Der *Trigonodus*-Dolomit ist eine fazielle Vertretung der Region der Haupterebratelbank. Nach oben erreicht er nie den Sphärocodienkalk, nach unten greift er im Süden in immer tiefere Horizonte hinab. Er setzt südlich Heilbronn direkt über der Haupterebratelbank ein, umfaßt bei Vaihingen $\frac{2}{3}$ des Terebratelkalks und die Haupterebratelbank, südlich der Enz und im Murrgebiet ist er mit dem oberen *Intermedius*-Kalk seitlich verzahnt, während er weiter im Süden einheitlichere Massen bildet, in denen eine Gliederung nur schwer durchzuführen ist. Im Flußgebiet der Enz und Murr ist er überall deutlich entwickelt. Im Schozachtal und zwischen Besigheim und Lauffen kann man verfolgen, wie der Dolomit in Kalk übergeht. In den gelben Mergeln des unteren Terebratelkalks, die besonders bei Marktbreit—Uffenheim vorzügliche Leithorizonte abgeben, haben wir die letzten Ausläufer der südlichen Dolomitfazies. Doch kann man von einem *Trigonodus*-Dolomit nördlich der Linie Lauffen a. N.—Rieden bei Hall nicht mehr reden.

Die obere Terebratelbank ist immer rein kalkig oder tonig, nie dolomitisch. Blaue, nicht dolomitische Kalke überlagern durchweg den *Trigonodus*-Dolomit, nur im Remstal bilden infolge des Auskeilens schneckenreiche, gelbe Dolomite mit *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri* den Grenzhorizont. In Stettner's Profil von Vaihingen liegt die obere Terebratelbank in 1,5 m Tiefe, die Haupterebratelbank im untersten *Trigonodus*-Dolomit. *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri* können nicht als Leitfossilien gelten, beide reichen noch mindestens in den *Intermedius*-Kalk hinab und halten sich mehr an bestimmte fazielle Ausbildung als an bestimmte Schichten.

Der Dolomitgehalt ist primär, oft auf ganz bestimmte Schichten beschränkt, während direkt darüber oder darunter kein Dolomit mehr nachweisbar ist, anderwärts ist die Grenze etwas verwischt. Doch schließt die Überlagerung durch reine blaue Kalke und Wechsellagerung mit diesen sekundäre Dolomitisierung durch Sickerwässer aus. Ein in Schwaben seichtes, warmes Meer erklärt den Magnesiagehalt des oberen wie des unteren Muschelkalks. Von Bildungen der Tiefsee, weitab vom Sediment liefernden Lande, kann in Schwaben und Franken im oberen Hauptmuschel-

kalk nicht die Rede sein. Bei Vaihingen—Hall—Burgbernheim setzen die Gekrösekalke, die weiter südlich fehlen, ein; nördlich dieser Linie nimmt die Schichtenmächtigkeit rasch zu, die Entwicklung der Sphärocodien tritt mehr und mehr zurück, und nördlich Eppingen—Ilshofen tritt die tonreiche Kochendorfer Fazies auf. Von Kochendorf gegen Hessen—Westfalen erstreckten sich wohl die tieferen Regionen des Muschelkalkmeeres, dessen Sedimente sich leicht mit den heutigen hemipelagischen vergleichen lassen. Nordwestlich Würzburg—Osterburken wird der Kalk immer mehr durch Ton ersetzt, wir haben hier wohl die Tonfazies des Beckeninnern.

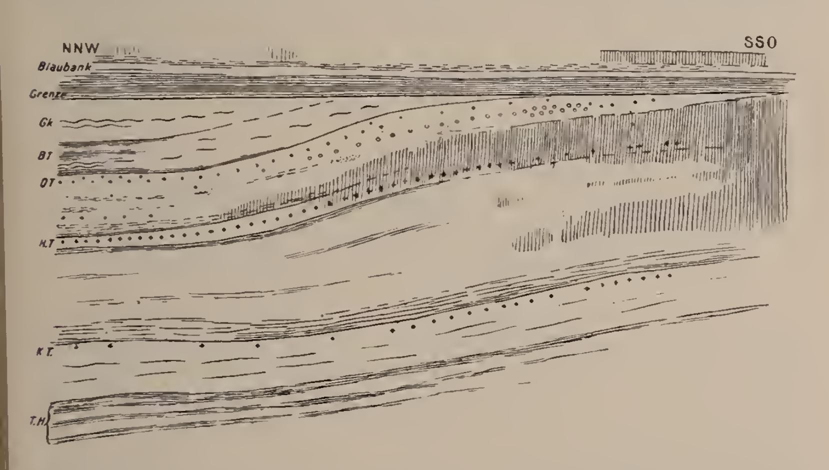
Die Einreihung des *Trigonodus*-Kalks Sandberger's bereitet noch mehr Schwierigkeiten als die des stratigraphisch etwas einheitlicheren *Trigonodus*-Dolomits; in jedem einzelnen Falle muß sein stratigraphisches Niveau festgelegt werden. SSW von Würzburg fällt er fast ganz in den Terebratelkalk, greift vielleicht noch etwas tiefer (Kleinrinderfeld, Kirchheim, Krensheim), im Osten an der Grenze der Uffenheimer Tonfacies liegt er ganz in den fränkischen Grenzschichten, die dadurch beträchtlich anschwellen (Marktbreit—Gollachostheim—Harbach—Gattenhofen). Dazwischen liegt das Maximum der Quaderkalkentwicklung (Sommerhausen—Tückelhausen—Aub), wo fast in allen Regionen diese *Trigonodus*-Kalke auftreten können; die Hauptmasse liegt jedoch im *Intermedius*-Kalk und z. T. noch tiefer. Damit ist die Brücke geschlagen zu den Kornsteinen des Kochertals, die größtenteils unter dem *Intermedius*-Kalk einzureihen sind. (In dem Profil von Künzelsau von E. Fraas liegen sie infolge einer irrigen Kombination von Aufschlüssen einige Meter zu hoch.) Petrographisch-stratigraphisch kann man sie mit den Mainbausteinen in eine Linie stellen. Auch hier starke Mächtigkeitsschwankungen und Aufsteigen in höhere Regionen nach Osten (Gerabronn). „*Trigonodus*-Dolomit“ und „*Trigonodus*-Schichten“ von E. Fraas und Regelmann gehören im nördlichen Württemberg regellos bald in dieses, bald in jenes Niveau von *Intermedius*-Kalk bis zur unteren Lettenkohle.

So genau auch Sandberger's Einzelprofile von Würzburg sind, so läßt sich doch seine Vergleichung der Schichten, besonders auch die Zusammenstellung zu einem Gesamtprofil nicht halten. Daß sich Ostracodentone und *Trigonodus*-Kalke vertreten, ist nur z. T. richtig. Der obere Teil der Ostracodentone überlagert den *Trigonodus*-Kalk von Randersacker, aber auch Sandberger's „Bairdienkalk“ von Rottendorf, der in ein viel tieferes Niveau gehört.

Die eingehende Arbeit von Reis erschien leider erst nach Abschluß der meinigen. Ich möchte daher nur hier kurz darauf eingehen. Seine Ergebnisse stimmen in vielen Fällen mit meinen genau überein. Auch ich sehe in den *Trigonodus*-Quadern Muschelriffe oder „Bankkalke“ (im Sinne Philippi's). Die Gekrösekalke

führe ich auf Gleitfaltung zurück. Die Entstehung der Stylolithen nach der Theorie von Fuchs u. Reis gibt die einfachste und natürlichste Erklärung für alle Eigentümlichkeiten der Stylolithen.

Auf einige Unterschiede der stratigraphischen Auffassung der obersten Muschelkalkschichten möchte ich hier hinweisen: Die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle legt Reis etwas tiefer, als dies bei uns geschieht, d. h. mitten durch unseren Glaukonitkalk. Diese Grenze auf weitere Entfernung festzuhalten, wird kaum möglich sein. Unsere glaukonitische Grenzschicht findet sich in allen seinen Profilen und bietet auch eine natürlichere Grenze, da darüber mächtige Schiefertonlagen einsetzen. Mit der Deutung der Terebratelbänke stimme ich nicht immer überein. Die obere Terebratelbank habe ich bei Kirchheim und am Grainberg an derselben Stelle wie Reis und Schuster gefunden; auch die von Rothenburg



dürfte mit unserer ident sein (2—2,7 m unter der Grenze). Dagegen dürfte die Parallele mit Randersacker und Rottendorf nach meinen Profilen nicht richtig sein. Die obere Terebratelbank liegt dort im *Trigonodus*-Kalk (vergl. Sandberger's Profil von Randersacker), und die „Brachiopodenreste“, die Reis dafür hält, liegen nach meiner Auffassung an der unteren Grenze des Glaukonitkalks. Die Terebratelbank von Sommerhausen ist dagegen die Hauptterebratelbank mit ihren „fetten“ Exemplaren. Einige weiter südlich (etwa über Gossmannsdorf am rechten Mainufer) gelegene Aufschlüsse hatten mir eine Fortsetzung des Profils nach oben gezeigt, und so ergibt mein Profil noch einige Meter typischen Muschelkalk über der Grenze von Reis. Daß solche Verwechslungen vorkommen können, wird jeder verstehen, der dieses stratigraphisch äußerst schwierige Gebiet zwischen Aub und Sommerhausen begeht. Die gelben Mergellagen des unteren Terebratel-

kalks und die beiden Terebratelbänke gestatten allein einen genaueren Vergleich, während die Muschelquader die Mächtigkeit der Schichten erhöhen und das Gesamtbild etwas verwirren.

Den Vergleich mit dem Elsaß hat Benecke schon längst durchgeführt; seine Beschreibung der dortigen Schichten stimmt vielfach auch für Franken. Über die Zurechnung der „dolomitischen Schichten" (im engeren Sinn) zum Muschelkalk kann kein Zweifel bestehen; sie sind unsere fränkischen Grenzschichten. Leider ließ die Landesaufnahme den Muschelkalk dort erst mit der oberen Terebratelbank beginnen. Die untere Terebratelbank ist mit unserer Hauptterebratelbank ident. Und die von Benecke festgestellte Lagerung der Ceratiten weicht nur der Individuenzahl nach von der fränkischen ab, prinzipielle Unterschiede bestehen auch hier nicht. Mit unserem *Trigonodus*-Dolomit haben die elsässischen dolomitischen Schichten nichts zu tun. Bei uns sind ja auch manchmal einige Schichten im Glaukonitkalk etwas dolomitisch.

Die jungtriassische Wirbeltierfauna von Niederschönthal bei Basel.

Von **F. v. Huene** in Tübingen.

Der Fundort des *Gresslyosaurus ingens* Rütim. und des *Mystriosuchus Rütimeyeri* Huene hat eine verschiedenartig zusammengesetzte und reiche Fauna geliefert. Das Profil der Schichten hat Rütimeyer und später Strübin gegeben. Letzterer stellt die *Gresslyosaurus*-führende Schicht noch zum obersten Keuper und hält nur die oberhalb derselben liegenden Horizonte für Rhät. Herr Dr. H. G. Stehlin hat mir kürzlich Gelegenheit gegeben, das ganze im Baseler Naturhistorischen Museum befindliche Material nochmals durchzusehen, wofür ich ihm sehr dankbar bin.

In der folgenden Aufzählung sind nicht nur die Arten, sondern auch die Stücke genannt, weil sie manche Ergänzung zu dem beschriebenen Material geben:

Gresslyosaurus ingens Rütim.: Originale zu Rütimeyer (1.) und Huene (2.).
- Außer dem beschriebenen Material ist hauptsächlich zu nennen:
- Teil einer hinteren Gelenkfläche eines Halswirbelzentrums (N. B. 24).
- 2 distale Schwanzwirbel (N. B. 530 u. 1521).
- Rechte Gelenkfläche einer mittleren Hämapophyse (N. B. 531).
- Fragment eines Ileum mit Acetabular-Ausschnitt (N. B. 10).

Distalende der rechten Tibia (N. B. 1) [könnte zu einem etwas kleineren Tier gehören als *Gr. ingens*].

Kleiner Plateosauride:

1 Zahn (N. B. 652).

Vorderer Rückenwirbel [unten zugeschärft] (N. B. 25).

Coracoid (N. B. 618).

Mystriosuchus Rütimeyeri Huene: Das beschriebene Material (3.).

Vielleicht Phytosaurier:

2 Dornfortsätze (?) mit napfartiger runder Verbreiterung am Oberende (N. B. 64 u. 643).

Plesiosaurier (4.):

10 Zähne

1 Halswirbel, Zygapophysen eines solchen (N. B. 4),

1 Rückenwirbel, 1 Sacralwirbel (N. B. 8), einer der letzten Schwanzwirbel (N. B. 173).

Placodontier:

3 Panzerplatten (N. B. 810 u. 821).

Stegocephalen:

2 Panzerplatten (N. B. 16 u. 17).

Fischreste:

Abgeriebener großer *Ceratodus*-Zahn (N. B. 68).

Hybodus sp. 4 Fragmente von Flossenstacheln (N. B. 65. 67. 659. 660).

4 unbestimmte Stücke:

Metacarpale V oder Phalange (N. B. 205).

Fischknochen (?) (N. B. 66).

Ganz unbestimmbar (N. B. 206 u. 26).

Die Zusammensetzung dieser Fauna, in der durch Dipnoer, Selachier und Plesiosaurier das marine Element vertreten ist, macht durchaus den Eindruck, dem Rhät und nicht dem Keuper anzugehören. Im schwäbischen Rhät finden sich auch Fische, Plesiosaurier und Placodontier. Mehr noch erinnert diese Fauna an diejenige des Rhät der Umgebung von Bristol, indem dort auch Stegocephalen nicht selten und Phytosaurier außer den auch von Württemberg genannten Formen sich finden. Allerdings finden sich als Seltenheit im schwäbischen Rhät sehr häufig und bei Bristol und in dem ebenfalls sehr reichhaltigen westfranzösischen Rhät Ichthyosaurier, die in Niederschönthal noch unbekannt sind. Die aufgezählte Fauna hat sich hauptsächlich in dem unteren der beiden, von Strübin (5.) erwähnten Wirbeltierhorizonte von Niederschönthal gefunden. Nur von den Placodontier-Platten, *Ceratodus*, *Hybodus* und den „unbestimmten Stücken“ bin ich nicht sicher, aus welchem der beiden Horizonte sie kommen, die übrigen auf-

geführten Reste stammen aus dem unteren Horizont. Diesen letzteren, den Strübin den Knollenmergeln zugerechnet hatte, möchte ich eher schon zum Rhät ziehen, denn die gleiche Art *Gresslyosaurus ingens* hat sich in englischen Schichten gefunden, die sicher rhätischen Alters sind (6.) und die Plesiosaurier deuten entschieden auf marine Herkunft und diese Bedingung ist im Rhät besser erfüllt als im oberen Keuper.

Literaturangaben.

1. L. Rütimeyer: Über die im Keuper zu Bristol bei Basel aufgefundenen Reptilienreste von *Belodon*.
N. Jahrb. f. Min. etc. 1857. p. 141—152.
2. F. v. Huene: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation.
Geol. u. Pal. Abh. Supplem.-Bd. I. 1907—1908. p. 105—111. Taf. 40—41.
3. F. v. Huene: Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier.
Geol. u. Pal. Abh. X. (XIV.) H. 1. 1911. p. 95—99. Taf. 16—19
4. F. v. Huene: Übersicht über die Reptilien der Trias.
Geol. u. Pal. Abh. VI. (X.) H. 1. 1902. p. 46 u. 78. Taf. 4, f. 2.
5. K. Strübin: Neue Untersuchungen über Keuper und Lias bei Niederschönthal.
Verh. Naturf. Ges. Basel. XIII. 3. 1901. p. 586—602.
6. l. c. 2. p. 111 ff. u. 314.

Richtigstellung.

Durch Herrn Prof. Dr. F. Becke wurde ich darauf aufmerksam gemacht, daß mir bei der optischen Untersuchung des Natronsanidins von Mitrowitza (s. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXX. p. 254—268) eine unliebsame Verwechslung passiert ist. Ich hielt nämlich die an manchen Stücken gut entwickelte Absonderung nach $\{\bar{7}01\}$ für $\{001\}$. Dieser Irrtum sei hierdurch richtig gestellt. Der Natronsanidin von Mitrowitza weicht also in seiner optischen Orientierung **nicht** von den gewöhnlichen Natronsanidinen ab. Er wäre nur der Varietät des Murchisonits zuzuzählen, für welchen bekanntlich diese Spaltung charakteristisch ist, die nach Herrn Prof. Becke aber auch an manchen Sanidinen ziemlich gut entwickelt vorkommt.

Graz, 20. Mai 1911. Dr. **Franz Angel.**

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Trennungsapparat nach Prof. Dr. O. Luedecke †.

Von **O. Dreibrodt** in Leipzig.

Mit 2 Textfiguren.

Mit der Abfassung des folgenden Artikels erfülle ich eine Pflicht der Pietät gegen meinen hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. O. Luedecke. Es handelt sich um die Beschreibung eines von ihm erfundenen Apparates zur Trennung pulverisierter Gesteine, mit dessen Beschreibung Prof. Luedecke mich kurz vor seinem Tode beauftragte.

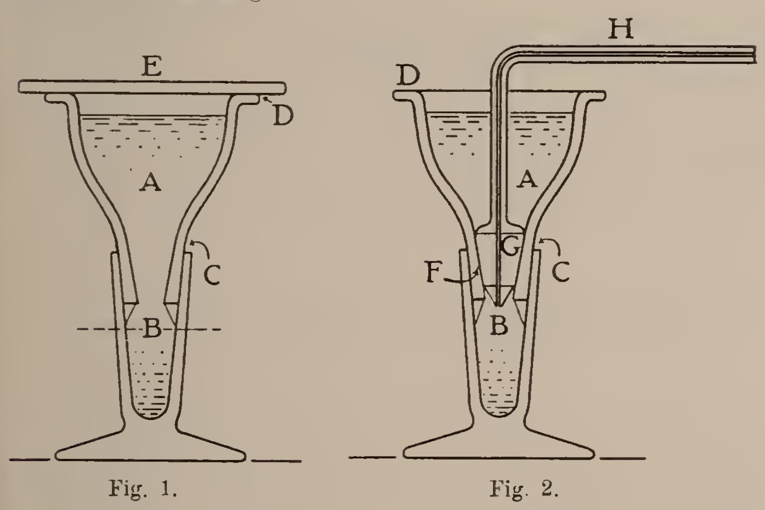


Fig. 1. Fig. 2.

Der Apparat (Fig. 1 und 2) besteht aus Glas und hat an Größe und Gestalt Ähnlichkeit mit einem gewöhnlichen Weinglase, dessen beide Hauptteile, Kelch A und Fuß B, aber auseinander genommen werden können und bei C durch Rauhschliff genau ineinander gepaßt sind. Mit Rauhschliff ist auch der obere Rand D versehen, um ihn zur Auflage einer dicht abschließenden Platte E geeignet zu machen.

Man füllt das untere Gefäß B mit dem ziemlich fein pulverisierten Gestein, doch höchstens bis zu der in Fig. 1 angedeuteten punktierten Linie, und gießt eine schwere Lösung darauf, deren spezifisches Gewicht die Mitte hält zwischen denjenigen der zunächst zu trennenden Mineralgruppe. Es erfolgt alsbald die

Sonderung, indem das leichtere Pulver die Oberfläche der Flüssigkeit aufsucht und das schwerere zu Boden sinkt. Aber diese Scheidung ist nur eine unvollkommene, weil die an den Pulverteilchen haftende Luft eine nicht unwesentliche Störung hervorruft. Prof. Dr. O. Luedecke stellte diesen Übelstand dadurch ab, daß er die Flüssigkeit unter Benutzung des Deckels E tüchtig schüttelte und dann den Apparat ca. 20—25 Minuten unter den Rezipienten einer Luftpumpe brachte. Auf diese Weise wurde eine vollständige Trennung erzielt. Nachdem man das Gefäß vorsichtig aus dem Rezipienten genommen hat, führt man langsam den Glasstopfen G (s. Fig. 2) ein, der durch Schliff bei F genau in den unteren konisch geformten Hals des Kelches A paßt und mit einer Kapillare H versehen ist, die der verdrängten Flüssigkeit einen Ausweg verschafft, und die zugleich als Handhabe für den Stopfen dient. Der untere konische Auslauf des Stopfens erleichtert dessen vorsichtiges Eintauchen in die Flüssigkeit und verhindert, daß Teilchen des leichteren Mineralpulvers nach unten gedrückt werden. Nachdem die Flüssigkeit sich beruhigt hat, ist es ein leichtes, die Mineralien durch Herausheben des Kelches aus dem Fuße zu trennen.

Ich möchte hinzufügen, daß ich den oben beschriebenen Apparat bei der Untersuchung von Graniten vielfach erprobt und als äußerst praktisch befunden habe.

Leipzig, Institut f. Mineralogie u. Petrographie, Mai 1911.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 24. Januar 1911 unter dem Vorsitz von Prof. W. J. Lewis. F. R. S.

F. H. Butler: Über Kaolin. Der Kaolinit in den Coal Measures von Glamorganshire entsteht durch Umwandlung von Feldspat durch kohlensäureführendes Grundwasser. Der sekundäre Glimmer und Quarz der carbonischen Sandsteine und des Greisen verdanken ihre Entstehung ursprünglich der Bildung von Kaliumcarbonat und Alumohexakieselsäure (Morozewicz), welche Säure in Kieselsäure und Alumodikieselsäure, d. h. Kaolin weniger Kristallwasser zerfällt. Die letztere Säure setzt sich mit dem Carbonat in Glimmer und freie Kohlensäure um. Kaolinit wird bei Gelegenheit der Bildung von Turmalin in kaolinführenden Gesteinen zersetzt und kann daher kein Produkt der Einwirkung von Borsäure sein.

Dr. G. T. Prior und Dr. G. F. H. Smith: Über Schwarzembergit. Neuere Analysen von Prior zeigen, daß dieses Mineral ein komplexes Jodat und Oxychlorid von Blei ist: $Pb(JO_3)_2 \cdot 3(PbCl_2 \cdot 2PbO)$.

A. Hutchinson: Verbesserte Form eines Totalreflektometers. Das Instrument ist ein horizontales Goniometer mit großem Kreis, an dem ein Fernrohr und ein Kollimator nebst einem Mikroskop angebracht sind, das den Winkel zwischen jenen beiden halbiert und mit dem noch andere Apparate verbunden werden können. Es ist bestimmt zum Messen kleiner Kristalle, zur Bestimmung des optischen Achsenwinkels zweiachsiger Kristalle und der Brechungskoeffizienten nach der Methode von Kohlrausch.

T. Crook: Ein Fall von elektrostatischer Trennung. Der Apparat besteht aus zwei Kupferplatten, deren eine auf einer Seite mit einer Lage Schellack bedeckt ist. Gutleitende Mineralien werden von der mit Schellack bedeckten Platte der oberen Platte angezogen, wenn die Ladung mittels eines Elektrophors erfolgt.

Besprechungen.

O. Lehmann: Das Kristallisationsmikroskop und die damit gemachten Entdeckungen, insbesondere die der flüssigen Kristalle. Vieweg, Braunschweig 1910. 112 p.

Verf. schildert zunächst die von ihm im Lauf der Jahre konstruierten und verbesserten Mikroskope, die er „Kristallisationsmikroskope“ nennt und die sich im wesentlichen durch eine Heizvorrichtung von anderen Mikroskopen unterscheiden; der Übergang vom Streichholz zum Öllämpchen, von diesem zum Luftgasbrenner etc., Kühlvorrichtungen, Erzeugung von Glühtemperaturen, sowie die Handhabungen und Kunstgriffe werden ausführlich besprochen.

Es genügte mir nicht, sagt Lehmann, „fertige Kristalle zu beobachten, wie Mineralogen und Petrographen zu tun pflegen.“ Hierzu mag bemerkt werden, daß — abzusehen von Leeuwenhoeks mikroskopisch-kristallographischen Beobachtungen (1722) — schon vor O. Lehmann's erstem Auftreten (1876) immerhin der Kristallbildung (und -auflösung) schon einige Aufmerksamkeit geschenkt wurde. So untersuchte Fahrenheit 1724 die Unterkühlung von H_2O, Leblanc seit 1781 die Formbeeinflussung durch die Lage des Kristalls im Gefäß sowie durch Lösungsgenossen und die Bedeutung des Übersättigungsgrades, Daniell 1817, Mohs 1824, Leydolt 1851, Fabri 1860, Lavizzari 1865, Exner 1874 die Kristallauflösung, Jordan 1842, Lavalle 1853, Pasteur 1856, Marbach 1856, und vor allem Frankenheim seit den dreißiger Jahren (auch mikroskopisch) die Kristallbildung und -auflösung, A. Knop 1867 in Karlsruhe die Beeinflussung der Formen von KCl und NH_4Cl, G. Rose 1838 die Umwandlung von amorphem $CaCO_3$ in Kalkspat und Aragonit.

Die Entdeckung der Umwandlungstemperatur und der Häufigkeit der Polymorphie verdankt man nach Lehmann dem Kristallisationsmikroskop. Schon lange vorher hatte Frankenheim die „Übergangstemperatur“ von KNO_3 ermittelt, Stabilität und Instabilität, Unterkühlung bei polymorpher Umwandlung sowie die Analogie mit dem Schmelz- und Erstarrungsprozeß betont, und Knop hatte darauf hingewiesen, daß wohl jede Substanz unter verschiedenen Bedingungen in verschiedenen Systemen zu kristallisieren vermöge.

Die Ermittlung von Kristallformen zahlreicher, bisher kristallographisch unbekannter Substanzen verdankt man nach Lehmann dem Kristallisationsmikroskop; immerhin mag erwogen werden, daß letzteres für Biotit und manche andere Substanz die wahre Symmetrie nicht wohl anzugeben vermag.

Die Entdeckung der „anomalen Mischkristalle“ verdankt man nach Lehmann dem Kristallisationsmikroskop. Schon Senarmont hat 1854 das monokline $Sr(NO_3)_2 . 4H_2O$ mittels verschiedener Farbstoffe, z. T. pleochroitisch, gefärbt; der Pleochroismus aber scheint mir für sogen. Homogenität relativ mehr beweisend als die Nichtauflösbarkeit durch ein Mikroskop; was Lehmann's Mikroskop nicht aufzulösen vermag, könnte vielleicht durch das Ultramikroskop aufgelöst werden. Außerdem ist Homogenität gerade dann nur ein relativer Begriff, wenn man (wie Lehmann) mit Atomen operiert; mancher Basalt erscheint dem unbewaffneten Auge homogen, und einem schwachsichtigen Auge könnte sogar Granit mit seiner regelmäßigen Abwechslung homogen sein. Übrigens zeigte ich (N. Jahrb. f. Min. etc. 1903) im Gegensatz zu Lehmann, daß die „anomalen Mischkristalle“ vom Typus der Senarmont'schen, vom Standpunkt der Phasenlehre betrachtet, heterogen sind.

Die Entdeckung plastischer Kristalle verdankt man nach Lehmann dem Kristallisationsmikroskop. Doch kannte man die unelastische Deformation durch Druck an Chlorit, Talk, Gips, Gold, Silber u. a. schon lange; und die Homogenität, die Lehmann auch hierbei glaubt festgestellt zu haben, kann bei verbogenen Kristallen gerade für den Molekulartheoretiker nur eine scheinbare sein: Plastische Deformation unter Erhaltung der Homogenität kann nur bei Translationen erfolgen, die Mügge 1889 am $BaBr_2 . 2H_2O$ entdeckte (der betr. Aufsatz steht im N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. I. p. 145 und dürfte Herrn Lehmann interessieren).

Die Klarstellung der Verschiedenheit von Kristall und Glas verdankt man nach Lehmann dem Kristallisationsmikroskop. Jedoch haben schon Réaumur, Faraday und Beudant die Entglasung studiert; die Definition: „ein Kristall ist eine Phase, ein Glas nicht“ ist mir unverständlich, und die Definition: „ein Kristall kann wachsen, ein Glas nicht“ erscheint mir sehr anfechtbar; wächst beim Schmelzen eines Silikats das Glas der Schmelze nicht? und bei Ausflockung kolloider Lösungen? und die Kugelbildungen von Opal?

Dem Satz, daß Homogenität kein notwendiger Teil des Kristallbegriffes sei, vermag ich keinen Sinn beizulegen; ein Gas wird man natürlich auch dann als Gas bezeichnen können, wenn es durch Staubteilchen verunreinigt ist, einen Kristall auch dann als Kristall, wenn er Lösungseinschlüsse oder Spaltungsrisse enthält oder optisch deformierte Partien, welch letztere Kristalle in verschiedener Orientierung darstellen.

Hinsichtlich Lehmann's strukturtheoretischer Erörterungen vermag ich dem Hauptsatze nicht zuzustimmen, daß gleichartige Moleküle stets ein Raumgitter bilden, und unregelmäßige Aggregation nur bei Einlagerung fremder Moleküle möglich ist; Quarzglas scheint mir weder ein Kristall, noch von fremden Molekülen durchstezt zu sein.

Die Kapitel über die von Lehmann entdeckten „flüssigen Kristalle" und „scheinbar lebenden Kristalle" dürfen als aus vielen Lehmann'schen Publikationen durchaus bekannt hier unerörtert bleiben; sie bieten der Forschung gewiß interessante Probleme dar. Lehmann's Deutung der „flüssigen Kristalle" als solcher stehe ich schon deswegen nicht ablehnend gegenüber, weil sich dieselben kontinuierlich an die exakt untersuchten plastischen Kristalle anreihen, so wie der leichter flüssige Äther an den schwerer flüssigen Alkohol; sobald die Plastizität einen gewissen Betrag überschreitet, d. h. die innere Reibung unter eine gewisse Grenze sinkt, müssen die Oberflächenkräfte wirksamer werden und die Elastizitätsgrenze hinausschieben — der Kristall ist dann flüssig.

Zum Schluß werden 32 Demonstrationen, mittels des Kristallisationsmikroskops auszuführen, sowie 82 für dergleichen Versuche geeignete Substanzen aufgezählt.

Das Kapitel über „Urheberrecht" mag der Interessent im Original nachlesen. **Johnsen.**

Edward H. Kraus: Descriptive Mineralogy with especial reference to the occurrences and uses of minerals. Ann Arbor, Mich., bei George Wahr. 1911. 334 p. mit 157 Textfiguren.

Der Verf., Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität von Michigan in Ann Arbor hat schon vor einigen Jahren ein Lehrbuch der Kristallographie für Studierende herausgegeben (vergl. dies. Centralbl. 1907. p. 154). Diesem läßt er jetzt das genannte Lehrbuch der Mineralogie folgen, das gleichfalls in der Hauptsache für Anfänger in der Wissenschaft bestimmt ist. Er beschränkt sich deshalb bei der Beschreibung der einzelnen Mineralien auf das Wesentliche und Wichtige, ohne aber die selteneren Spezies ganz zu übergehen, die wenigstens kurz genannt sind. In dieser Beziehung ist sogar eine ziemliche Vollständigkeit erreicht, so daß das Buch auch als wenig umfangreiches und daher bequemes Nachschlagebuch mit Nutzen gebraucht werden kann. Wich-

tiges und weniger Wichtiges ist durch verschiedene Lettern kenntlich gemacht. Die Beschreibung gibt zuerst die Kristallform und die physikalischen Eigenschaften, dann die chemischen Verhältnisse und endlich das Vorkommen an den wichtigsten Fundorten, wobei natürlich die Vereinigten Staaten mit in erster Reihe stehen. Besonders berücksichtigt ist auch die technische Verwendung. Die Anordnung ist nach dem System von P. Groth und die Spezies sind, soweit das geht, in isomorphen Reihen vereinigt, so daß Zusammengehöriges nicht getrennt ist. Zu Anfang ist eine große Zahl anderer mineralogischer Werke der englischen und deutschen Literatur mit den Titeln angeführt und zum Schluß werden die Mineralien nach den in ihnen vorhandenen wichtigeren Elementen zusammengestellt, alphabetisch aneinandergereiht nach den Anfangsbuchstaben der Elemente: Actinium, Aluminium etc. Ein ausführliches Register erleichtert die Benützung. Das Buch ist zu dem Zweck, den der Verf. im Auge hatte, vortrefflich geeignet, um so mehr, als es nach Text und Abbildungen eine recht gute Ausstattung zeigt. Eigenartig, aber recht bequem für alle Benutzer, namentlich für Studierende, ist, daß der ganze Band zur Anbringung von Notizen und Ergänzungen mit weißem Papier durchschossen ist. **Max Bauer.**

Eduard Henry Kraus and Walter Fred Hunt: Tables for the determination of minerals by means of their physical properties, occurrences and associates. New York und London bei Mc Graw-Hill Book Company. 1911. 254 p.

Die Tabellen schließen sich insofern an die Weisbach'schen an, als sie zur Bestimmung nur die sogen. äußeren Kennzeichen verwenden. Sie unterscheiden sich von diesen u. a. dadurch, daß sie sich ganz auf diese Eigenschaften beschränken, während Weisbach wenigstens aushilfsweise auch chemische Hilfsmittel verwendet. Dafür machen die beiden Verf. einen ausgiebigeren Gebrauch von dem spezifischen Gewicht, das sie mittels der Jolyschen Federwage bestimmen, von der eine durch E. H. Kraus verbesserte Form beschrieben und abgebildet wird. Für die Bestimmung werden zunächst zwei Hauptabteilungen aufgestellt, die der Mineralien mit Metallglanz und die der Mineralien ohne Metallglanz. In beiden beruhen die Unterabteilungen in ganz gleicher Weise auf der Farbe, weiterhin auf dem Strich und der Härte. Die Kolumnen in den einzelnen ausführlichen Tabellen enthalten: Namen nebst Zusammensetzung und Verweisung auf die Lehrbücher von Kraus, Dana, sowie Moses und Parsons, Kristallform und Struktur, Glanz und Durchscheinenheit, Farbe, Härte, Strich, Bruch, Blätterbruch und Absonderung, spezifisches Gewicht, charakteristische Eigenschaften und Begleiter. Eine Übersichtstabelle, die nur Farbe, Strich und Härte berücksichtigt, gibt die besonderen,

in jedem einzelnen Fall in Betracht kommenden Tabellen an, was jedenfalls die Bestimmung wesentlich erleichtert. Dies geschieht auch dadurch, daß viele Mineralien an mehreren Stellen aufgeführt sind. Die gebrauchten Ausdrücke werden eingangs mehr oder weniger eingehend erläutert. So weit man, ohne die Tabellen zur Bestimmung wirklich benützt zu haben, urteilen kann, werden sie ihren Zweck gut erfüllen, aber natürlich kann man erst nach längerem Gebrauch hierüber etwas Bestimmtes aussagen. **Max Bauer.**

B. Kobert: Ein Edelstein der Vorzeit und seine kulturhistorische Bedeutung, nach einem im Rostocker Altertumsverein gehaltenen Vortrage für Ärzte, Apotheker, Lehrer der Naturwissenschaften und Freunde der Kulturgeschichte. Stuttgart bei Ferdinand Enke. 1910. 45 p. mit 36 Textfiguren und 10 Tafeln in Lichtdruck.

Gemeint ist der Nephrit und mehr anhangsweise der Jadeit. Wenn Verf. auch den Hauptnachdruck auf die kulturhistorische Seite legt, so ist doch auch die naturwissenschaftliche nicht unberücksichtigt geblieben. Schade ist, daß ihm, wie es scheint, das große Werk von Heber R. Bishop (dies. Centralbl. 1906. p. 249) nicht zugänglich war, das ja allerdings leider nur in wenigen Exemplaren in Deutschland vorhanden ist. Er beginnt mit einer kurzen Darlegung der vorgeschichtlichen Verwendung des Nephrits und bespricht die bekannte Ansicht von Heinrich Fischer und seinen Gegnern, denen er sich auf Grund der gegenwärtig bekannten Tatsachen anschließt. Sodann teilt er die naturhistorischen Eigenschaften des Nephrits, sein Vorkommen und seine Entstehung vorzugsweise nach den Arbeiten von Kalkowsky und Steinmann, sodann im Anschluß daran und im Zusammenhang damit die Verbreitung des Nephrits (und Jadeits) im verarbeiteten Zustand in der Form von Beilen etc. Auf Grund der chemischen Untersuchung der prähistorischen Fundstücke und einer Vergleichung dieser Analysen mit denen des Minerals der besprochenen Länder stellt er, übrigens ohne Angabe von Einzelheiten, fest, daß die prähistorischen Nephritbeile Europas zumeist den in Europa anstehenden Nephritmineralien ähnlicher sind als den asiatischen, was schon allein die Fischer'sche Hypothese des asiatischen Imports hinfällig macht. Die starke Abweichung der japanischen von den chinesischen Nephritgerätschaften weist darauf hin, daß es auch in Japan einheimischen Nephrit geben muß. Dazwischen ist auch kurz von den natürlichen Eigenschaften und den Vorkommen des Jadeits die Rede, wobei (betreffs Birma) nur von den Mitteilungen von F. Noetling (N. Jahrb. f. Min. etc. 1896. I. 1) die Rede ist, nicht aber von den neueren, z. T. vollständigeren von Bleek (ibid. 1909. I. -185-). Bei der Betrachtung dessen, was das Altertum von Nephrit weiß, wird die Nordenskiöld'sche Ansicht

erwähnt, daß die murrhinischen Gefäße aus Nephrit bestanden haben sollen, nach der Meinung anderer war es Flußspat. Daran schließt sich die Verwendung des Minerals im Mittelalter und in der Neuzeit, namentlich auch zu medizinischen Zwecken. Verf. bespricht dabei besonders den Einfluß, den der Rostocker Professor Wilh. Lauremberg in dieser Beziehung ausgeübt hat. Im Zusammenhang damit warnt er vor der Überschätzung der Heilwirkung radioaktiver Mineralwässer und stellt die Benutzung radiumhaltiger Mineralien zu Heilzwecken fast auf dieselbe Stufe, wie die entsprechende frühere Verwendung des Nephrits. Bringt dieser Vortrag auch kaum etwas Neues über den Nephrit in naturhistorischer Beziehung, so gibt er doch eine recht lesenswerte Zusammenstellung des über dieses Mineral bekannten, von dem besonderen Standpunkt des Mediziners und Kulturhistorikers. Besonders interessant ist der Anhang mit den dazu gehörigen 10 Tafeln, die eine größere Anzahl von hierher gehörigen Gegenständen aus dem Britischen Museum, dem Museum in Gotha und dem Grünen Gewölbe in Dresden sehr hübsch zum erstenmal abbilden. Es sind aber offenbar nicht lauter Nephritsachen, einige von ihnen bestehen wohl sicher aus Jadeit. Hiebei ist zu dem großen, 1156 engl. Pfund wiegenden Nephritblock des Britischen Museums zu bemerken, daß „waterworn mass of Jade“ nicht mit „eine vom Wasser ausgewaschene Masse von Jadeit“ übersetzt werden darf. Es bedeutet eine von Wasser abgerollte Masse von „jade“, welches Wort ebensowohl Nephrit wie Jadeit bezeichnet. **Max Bauer.**

Personalia.

Mervin Herbert Nevil Story-Maskelyne, F. R. S., starb am 20. Mai 1911 in seiner Wohnung, Basset Down House, Swindon, Wilts., in seinem 88. Lebensjahr. Geboren ist er im Jahre 1823. Er war der erste Keeper of Minerals im British Museum und verwaltete dieses Amt von 1857—1880, und er war auch Waynflete'scher Professor der Mineralogie an der Universität Oxford von 1856—1895. Mit ihm verläßt uns das letzte lebende Bindeglied mit den Mineralogen aus dem Anfang des 19. Jahrhunderts.

Habilitiert für Mineralogie und Lagerstättenlehre an der Technischen Hochschule in Karlsruhe Dr. **M. Henglein**, Assistent am Min.-geol. Institut daselbst.

Berichtigung.

Dies. Centralbl. 1911, No. 9, p. 299, Zeile 20 von unten: statt „nach Schlumberger“ „nach einer späteren, genaueren Untersuchung von demselben Autor“.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Mineralkenntnis der Magnesitlagerstätte Eichberg am Semmering (Eichbergit, ein neues Sulfantimoniat).

Von **O. Grosspietsch** in Leoben.

Die Magnesitlagerstätten des nördlichen Semmeringgebietes sind nach K. A. Redlich metamorphen Ursprungs. Der genannte Autor hat — z. T. mit F. Cornu — in einer Reihe von Arbeiten die Genesis dieser Lagerstätten aufgeklärt; ich verweise hier nur auf die in der Zeitschrift für praktische Geologie 1908 erschienenen Veröffentlichungen[1]. Die in denselben niedergelegten Resultate sind aus dem Studium des Veitscher und einiger kleinerer alpiner Magnesitvorkommen gewonnen, haben jedoch auch für die Lagerstätten des Semmeringgebietes volle Gültigkeit. Die Mineralführung ist hier wie dort fast die gleiche; wir beobachten unter den zahlreichen Mineralen besonders das häufige Auftreten von Sulfiden, welche entweder primärer Natur sind oder als Trümer mit Quarz als Gangart die einzelnen Magnesitstöcke durchschwärmen. Die größte Mineralanreicherung dieses Gebietes findet sich im Leitnerbruche am Eichberg. Bisher wurden gefunden: Antimonit, Arsenkupferfahlerz, Dolomit, Fahlerz, Magnesit, Pyrit, Talk. Als neu kommen Bleiglanz, Rumpfit und ein zu den Sulfantimoniaten gehöriges, noch nicht beschriebenes Mineral hinzu, das ich Eichbergit nenne.

1. Bleiglanz tritt primär im Magnesit auf und ist leicht an der tesseralen Spaltbarkeit zu erkennen.

2. Rumpfit. Das mir vorliegende Material ist feinkörnig kristallin, von schmutzigweißer bis graugrüner Farbe und enthält häufig frei ausgebildete gelbliche Dolomitkristalle von beträchtlicher Größe. Die physikalischen Eigenschaften sind annähernd dieselben, wie sie G. Firtsch[2] vom Rumpfit aus dem Jassinggraben bei St. Michael, K. A. Redlich und F. Cornu[3] vom Häuselberg bei Leoben und vom Kaintaleck bei Trofaiach und F. Cornu[4] vom Sattlerkogel in der Veitsch beschrieben haben.

Die Härte ist ungefähr 1,5; das spezifische Gewicht fand ich mit 2,666; der von F. Cornu[4] nach den von F. Reinhold vor-

[1] Zeitschr. f. prakt Geol. 1908. p. 145 u. 449.

[2] Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss. 99. Abt. I. p. 417.

[3] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908. p. 145.

[4] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908. p. 449.

genommenen Bestimmungen angegebene Wert von 1,717 dürfte ein Druckfehler sein.

Im Dünnschliff sieht man u. d. M. bei starker Vergrößerung ein wirres Gefüge von stengelig-strahliger bis faseriger Struktur, garbenförmige Gebilde, die nach ihrer Hauptspaltrichtung gerade Auslöschung haben. Die senkrecht auf die Hauptrichtung geschnittenen Garben zeigen — entsprechend den basalen Prismenschnitten — ein undeutliches Relief. Sechsseitiger Umriß konnte entgegen den früheren Beobachtungen niemals mit Sicherheit festgestellt werden, ebenso ist das Achsenbild nur schwach angedeutet, so daß die Grundlage zu näheren Bestimmungen fehlte. An den Grenzlinien der garbenförmigen Büschel sieht man deutliche Reste eines bräunlich oder grünlich gefärbten Minerals, das an seiner stets abgerundeten Umgrenzung die Spuren eines Lösungsvorganges erkennen läßt und wohl dem Bestand der ursprünglichen kristallinen Schiefer angehören dürfte. Leider konnte dasselbe wegen seiner Kleinheit nicht bestimmt werden.

Die Analyse ergab die in der nachstehenden Tabelle verzeichneten Werte; zum Vergleich sind auch die früheren Analysenresultate beigefügt.

Fundort:	Jassing-graben	Häusel-berg[1]	Kaintal-eck	Eich-berg I	Eich-berg II
Anal. von:	G. Firtsch	F. Cornu	F. Cornu	R. Banco	O. Grosspietsch
SiO_2 . . .	30,75	28,98	29,97	29,55	30,71
Al_2O_3 . .	41,66	38,60	36,92	35,15	38,10
Fe_2O_3 . .	1,61	8.01	11,18	2,61	1,83
CaO . . .	0,89	Spur	Spur	—	—
MgO . . .	12,09	13,11	12,48	19,37	17,83
H_2O . . .	13,12	11,31	9,81	13,00	11,30
	100,12	100,01	100,36	99,68	99,77

Trotz der großen Verschiedenheiten, welche die vorstehenden Analysen untereinander zeigen und welche jedenfalls auf die oben erwähnten nicht umgewandelten Mineralreste zurückzuführen sind, kann es nicht zweifelhaft sein, daß der Rumpfit eine stöchiometrisch definierte Verbindung ist; trotzdem halte ich es nicht für angängig, eine Formel aufzustellen, denn jede der Analysen führt zu einem anderen Ergebnis.

3. Eichbergit. Das einzige Stück dieses Minerals, das am Eichberg gefunden wurde, bildet eine flachgedrückte, gegen den umgebenden Magnesit unscharf abgegrenzte Masse von eisengrauer Farbe. An den unebenen Bruchflächen ist undeutlich kristalline Struktur bemerkbar. Die Härte ist über 6; das spezifische Ge-

[1] Der Rumpfit vom Häuselberg enthält geringe Mengen von Mangan.

wicht, das an ausgesuchten Splittern mit dem Pyknometer bestimmt wurde, beträgt 5,36.

Nur der innerste Teil der Masse ist unzersetzt; nach außen hin folgt ohne scharfe Abgrenzung eine Schichte eines graugrün gefärbten Minerals von glasigem Aussehen und fast muscheligem Bruch, das nicht isoliert werden konnte. Unregelmäßig verteilte Quarzkörner und geringe Mengen eines ockergelb gefärbten erdigen Minerals, das Wismutocker sein dürfte, vermitteln den Übergang zu dem durch geringen Antimon- und Wismutgehalt gelb gefärbten Magnesit.

Die Probennahme wurde durch Schlämmen des äußerst fein gepulverten Minerals in Alkohol vorgenommen, wobei sich die früher erwähnte graugrün gefärbte Masse als spezifisch bedeutend leichter erwies. Das übrig gebliebene schwere Pulver war u. d. M. vollständig opak, während der leichtere Anteil, der reichlich mit Magnesit vermischt war, eine schmutziggrüne Farbe und optische Anisotropie zeigte.

Das auf diese Weise gewonnene Untersuchungsmaterial betrug nur ungefähr ein halbes Gramm, so daß eine Kontrollanalyse nicht gemacht werden konnte. Der Gang der Analyse war in den Grundzügen der, den FRESENIUS für die Wismuterze angibt[1]. Die Spuren von Kieselsäure, die auf geringe Verunreinigungen durch die Gangart zurückzuführen sind, wurden nicht in Rechnung gebracht. Nach den erhaltenen Resultaten, die nachfolgend verzeichnet sind, entspricht die Zusammensetzung des Eichbergit der Formel $(CuFe)Bi_3Sb_3S_5$, die man als

$$3(Bi, Sb)_2S_3 . (CuFe)_2S$$

auffassen kann.

	gefunden		n. d. Formel berechnet	
Cu	3,62	5,07	2,65	4,97
Fe	1,45		2,32	
Bi	51,53		51,79	
Sb	30,00		29,94	
S	12,74		13,30	
	99,34		100,00	

Cu und Fe, deren Werte als die einzigen mit den berechneten nicht übereinstimmen, während ihre Summe in Beobachtung und Theorie fast gleich sind, möchte ich so deuten, daß Fe vikariierend das Cu ersetzt.

Zum Schlusse sei mir gestattet, Herrn Prof. Dr. K. A. REDLICH für die Überlassung des wertvollen Materials, sowie für die freundliche Förderung der vorliegenden Arbeit bestens zu danken.

[1] C. R. FRESENIUS, Anl. z. quant. Anal. II. p. 533.

Ueber Schaumopal.

Von **Otto Hauser** in Berlin.

Vor einiger Zeit erhielt ich von Herrn E. F. Kirschstein eine größere Anzahl von Mineralproben, die weitgehende, auf vulkanische Exhalationsgase zurückzuführende Zersetzungserscheinungen aufwiesen, oder aber als sekundäre Produkte der Fumarolentätigkeit neu gebildet worden waren. Der genannte Forscher hatte dieselben in dem bis dahin noch wenig bekannten Gebiet der tätigen Westgruppe der Virungavulkane (Deutsch-Ostafrika) gesammelt. Unter den Neubildungen befand sich ein eigentümliches Vorkommen von opalisierter Kieselsäure, das nach dem gesamten Befund unmittelbar aus den Laven durch Einwirkung von schwefliger Säure und Wasserdampf bezw. von Schwefelsäure als Hydrogel entstanden sein muß.

Schwefeldioxyd entströmt im Virungagebiet dem Erdboden aus Eruptionsschloten und Spalten in großer Menge, gemischt mit überhitztem Wasserdampf. Augenscheinlich wirkt nun noch in den Spalten und an den Spalträndern selbst die heiße Lava als Kontaktsubstanz, so daß nach der Reaktion

$$2\,SO_2 + 2\,H_2O + O_2 = 2\,H_2SO_4$$

ein Teil des Schwefeldioxyds in Schwefelsäure verwandelt und auf der Lava kondensiert wird. Die Laven — es sind Limburgite, melilithführende Nephelinleucitite und Basanite —[1] sind in ihrer Grundsubstanz schon durch Wasserdampf bezw. Wasserdampf und Kohlensäure sehr leicht angreifbar, wie von mir durch besondere Versuche festgestellt wurde.

Wo das Schwefeldioxyd unter diesen Umständen voll zur

[1] Z. B. ergaben sich für

	Limburgit Adolf Friedrich-Kegel	Leucitbasanit Namlagira
SiO_2	46,71	48,91
TiO_2	1,74	2,96
Al_2O_3	12,46	10,58
Fe_2O_3	3,00	—
FeO	9,03	12,38
MgO	9,65	7,64
CaO	11,61	10,64
K_2O	1,06	2,68
Na_2O	3,10	3,62
SO_3	0,05	0,21
Cl	Spur	—
Glühverlust	1,10	—
P_2O_5	0.33	0,38
	99,84	100,00

Wirksamkeit kommt, erleiden die Laven vollkommene Zersetzung, bei der nur die schwerst angreifbaren Gemengteile wie Augit, Magnetit usw. unversehrt bleiben. Ein schönes Beispiel hierfür bildet der Gipfel des Adolf-Friedrich-Kegels. Derselbe ist längs der Spaltenränder mit ausgedehnten Feldern einer weißen, von gelben Schwefelfäden durchzogenen Masse bedeckt.

Ein damit identisches Vorkommen fand sich an der Oberfläche eines parasitären Schlackenkraters am Südfuß des Namlagira. Dort bedeckten die etwa faustgroßen Stücke des Zersetzungsproduktes die Oberfläche einer räumlich unbedeutenden Fumarole. Analyse I und II beziehen sich auf diese Vorkommen, während III Material vom Adolf-Friedrich-Kegel betrifft.

Diese weiße Masse ist der Hauptsache nach nichts anderes als opalisierte Kieselsäure und geht kontinuierlich in das ursprüngliche Gestein über. In den weniger stark angegriffenen Partien sind einzelne Gemengteile, namentlich Augit, noch vollkommen erhalten. Die chemische Zusammensetzung der weißen Rückstandsmassen ergibt sich aus nachstehenden drei Analysen:

Rein weiße Substanz, nur mit Schwefel durchzogen, Namlagira		
	I	II
S	5,73	4,52
SiO_2	81,34	82,25
TiO_2	2,56	2,34
Al_2O_3	1,97	2,03
H_2O	8,20	7,99
CaO	0,41	0,53
SO_3	0,03	0,21
Cl	Spur	0,13
MgO	—	Spur
Fe_2O_3	—	Spur
	100,24	100,00

Unvollkommen zersetzt, mit Schwefel durchzogen, Adolf-Friedrich-Kegel	
	III
S	9,30
SiO_2	73,16
TiO_2	3,59
Al_2O_3	3,99
Fe_2O_3	7,23
CaO	0,55
MgO	1,29
Na_2O	0,50
K_2O	Spur
Cl	0,01
SO_3	0,24
	99,86

Zur Probeentnahme wurden bei jeder der drei Substanzen ungefähr 100 g in einer Achatschale mit automatischer Reibvorrichtung staubfein gepulvert. Auf diese Weise war man sicher, eine wirkliche Durchschnittszusammensetzung zu bekommen.

Probe I und II wurden lufttrocken analysiert, III vor der Analyse bei 150° getrocknet.

Zusammensetzung und Struktur lassen an der Entstehungsweise dieses Vorkommens keinen Zweifel. Daß es der Einwirkung von schwefliger Säure auf die Lava seine Entstehung verdankt, geht aus dem deutlichen Gehalt an Schwefelsäure bei II und III hervor; gleichzeitig muß auch Schwefelwasserstoff zugegen ge-

wesen sein, anders läßt sich die Anwesenheit von Schwefel kaum erklären. Dieser hat sich nach der bekannten Reaktion

$$SO_2 + 2H_2S = 3S + 2H_2O$$

gebildet.

Die gelösten Bestandteile sind größtenteils durch Auslaugung entfernt worden, während das hinterbliebene Kieselsäuregel an Ort und Stelle der Entstehung nach und nach sich verfestigte. Meines Wissens ist ein solches Vorkommen bisher noch nicht beschrieben worden.

Auch die Struktur des Minerals steht vollkommen in Einklang mit der von mir angenommenen Bildungsweise. Sie ist nicht dicht, wie bei den gewöhnlichen Opalen, sondern löcherig porös. Im Dünnschliff zeigt sich die Masse u. d. M. vollkommen amorph. Man könnte im ersten Augenblick versucht sein, an eine Frittung zu denken. Dem widerspricht aber außer dem Gehalt an freiem Schwefel die minimale Druck- und Bruchfestigkeit. Da man die erwähnte porös löcherige Struktur häufig bei rasch erstarrten künstlichen Gelen antrifft [1], so ist wohl an der Richtigkeit der dargelegten Auffassung kein Zweifel. Es empfiehlt sich, für das Vorkommen eine besondere Bezeichnung einzuführen. Wenn es auch seiner Zusammensetzung, speziell seines Wassergehalts wegen, sowie zufolge seiner genetischen Beziehungen beim Opal einzuordnen ist, so deckt es sich doch mit keiner der bekannten Varietäten. Ich schlage deshalb die Bezeichnung „Schaumopal“ vor. Die Härte ist 5,5. Das scheinbare spezifische Gewicht schwankt natürlich je nach der Porosität bei einzelnen Stücken beträchtlich, das wirkliche spezifische Gewicht der reinsten, am Soxhlet'schen Extraktionsapparat mit Schwefelkohlenstoff von Schwefel vollkommen befreiten Stücke betrug 2,05. Zur Bestimmung wurden die Proben mäßig fein gepulvert und im Vakuum vollständig mit destilliertem Wasser getränkt.

Berlin, Technologisches Institut der Universität.

Die Differentiation im Südschwarzwald.

Vorläufige Mitteilung von **Paul Niggli.**

Durch den Bau des Kraftwerkes in Laufenburg ist die Ganggefolgschaft des Albtalgranites in schöner Weise aufgeschlossen worden. Das gab den Anstoß zu einer im petrographischen Institut der eidgenössischen polytechnischen Schule unter Leitung von Herrn Prof. Dr. M. Grubenmann ausgeführten Untersuchung über die Differentiation des Südschwarzwaldmassivs.

[1] Über erstarrte Schäume vergl. Freundlich, Capillar-Chemie, Leipzig 1910. p. 292.

Von den Ergebnissen dieser Arbeit seien hier in einer vorläufigen Mitteilung einige zusammengestellt.

Der zur Carbonzeit intrudierte porphyrartige Albtal- oder Schluchseegranit stellt in seiner homogensten Fazies das ganz wenig veränderte Stammagma der übrigen (jüngeren) hypabyssischen Gesteine dar.

Gleichzeitig mit seiner Intrusion wurde der Gneis injiziert, aufgeblättert und von einer ersten Serie von Pegmatiten durchsetzt. In Laufenburg sind die dazugehörigen Injektionslagen im Renchgneis von vorwiegend weißer Farbe.

Erze der Kiesformation finden sich besonders häufig in und an amphibolitischen Einlagerungen im Gneis, stehen aber auch in genetischer Beziehung zur Injektion und Intrusion.

Während und nach der äußeren Erstarrung des Hauptgranites fand in der Tiefe eine weitgehende Differentiation statt. Sie erzeugte in der Hauptsache komplementäre Teilmagmen.

Ein im Ungleichgewicht sich befindliches, eher zu Beginn der Differentiation intrudiertes Magma scheint dem von Philipp beschriebenen schlierigen Mambacher Granit zugrunde zu liegen.

Die vollständige Differentiation führte zu Apliten, Aplitgraniten und zu gewissen eigentümlichen syenitischen Lamprophyren.

Diese bilden mit einigen selteneren hypabyssischen Gesteinen eine ausgezeichnete Gesteinsserie.

Das Differentiationsdiagramm ist in den Hauptlinien von großer Einfachheit.

Die Summe aller RO-Basen nimmt mit sinkendem Kieselsäuregehalt kontinuierlich zu. Je größer der schon vorhandene RO-Gehalt, um so rapider die Zunahme von RO bei 1 Molekularprozent SiO_2-Abnahme (Anklang an eine logarithmische Kurve). Die Kurve für R_2O_3 ist konvex mit zwei fast geradlinigen Ästen und einem Maximum bei ungefähr 71 Molekularprozenten Kieselsäure.

Der Alkaliengehalt ist durchweg relativ groß, die Kurve eine ungefähre Sinuslinie. Die Einzelkurven der Oxyde zeigen innerhalb gewisser Grenzen ebenfalls große Regelmäßigkeiten. Viele Eigenschaften sind von provinzialem Charakter und allen durch primäre Differentiation entstandenen, bis jetzt analysierten Gesteinen des gesamten Schwarzwaldes eigen, soweit sie zum Gefolge der carbonischen Granitmassive gehören:

So der hohe Kieselsäuregehalt, auch bei den in Beziehung zum Stammagma basischen Gliedern, der hohe Alkaliengehalt, der Reichtum an Mineralisatoren, der ähnliche Mineralbestand, gewisse Verhältnisse von Basen zueinander usw.

Durchweg sind die basischen Gänge jünger als die sauren.

Bei der Intrusion des sauren Teilmagmas fanden wiederum Pegmatitbildung und Aufblätterung der Renchgneise statt. In

Laufenburg ist diese Injektion ausgezeichnet durch meist rote Farbe der Feldspäte (Hämatiteinlagerungen) und hohen Natrongehalt.

Porphyrisch struierte Gesteine bilden den Schluß der Eruptionsfolge von Magmen, die zum Gefolge der Granitmassive gehören. Auch sie zeigen die gleichen chemischen Eigentümlichkeiten.

Die physikalisch-chemischen Vorgänge bei der Bildung der differenten Glieder erfahren ebenfalls einige Aufklärung.

Unabhängig von den Ursachen, die Ungleichheiten im Magma hervorrufen, herrscht ein inneres Prinzip im Verlauf der Abspaltung, das homogene Gesteine von bestimmtem Chemismus schafft.

Der Ausdruck dieser Gleichgewichtsbedingungen ist das Differentiationsdiagramm.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Zürich, Petrographisches Institut der eidgen. polyt. Schule.

Ueber eine bisher unbeachtet gebliebene kristallo-chemische Beziehung.

Von **F. Loewinson-Lessing** in St. Petersburg.

Zu solchen schon längst festgestellten und auf fester Basis fußenden kristallochemischen Beziehungen wie Isomorphismus, Polymorphismus, Isodimorphismus und z. T. Morphotropie haben verschiedene Autoren — Buys Ballot, van t'Hoff, Rinne, Tutton, Linck, Tschermak, Becke, Muthmann, Ssurawitch, Groth und ein. and. — noch andere Beziehungen hinzugefügt, die z. T. auch schon fest begründet sind, z. T. noch als Vermutungen oder Arbeitshypothesen aufzufassen sind. Auf diese Weise wird allmählich das Fundament zum zukünftigen Gebäude der chemischen Kristallographie gelegt und immer mehr Wahrscheinlichkeit gewinnt die Voraussetzung, daß es mit der Zeit gelingen wird, alle kristallographischen Eigenschaften der kristallisierten Substanzen als Funktion der chemischen Zusammensetzung und der chemischen Konstitution darzustellen. Da ich jeden Versuch auf diesem Gebiet als nützlich und beachtenswert betrachte, möchte ich die Aufmerksamkeit der Fachgenossen auf eine Beziehung lenken, die meines Wissens bisher nicht beachtet worden ist — nämlich die Symmetrie komplexer, aus einem Silikat und einem Nichtsilikat bestehender Minerale.

Bekanntlich hat Becke am Dolomit festgestellt, daß die Doppelsalze im Gegensatz zu den isomorphen Mischkristallen eine niedrigere Symmetrie besitzen als die einfachen Salze, aus denen sie bestehen. Ssurawitch hat einen von mir in dem von mir geleiteten Mineralogischen Seminar in Dorpat ausgesprochenen Gedanken ausgearbeitet und gezeigt, daß wasserhaltige Verbindungen im Vergleich zu den betreffenden wasserfreien ebenfalls eine

niedrigere Symmetrie besitzen. Ich will nun in dieser Notiz zeigen, daß die aus einer silikatischen und einer nichtsilikatischen Komponente bestehenden Minerale eine höhere Symmetrie besitzen als das betreffende einfache Silikat. Wir besitzen leider auf diesem Gebiet nur ein dürftiges Material, doch scheint es überzeugend zu sein.

Wenden wir uns dem faktischen Material zu.

1. Nephelin, ebenso wie Kaliophilit, Eukryptit und das künstliche Silikat $Na^2O\,Al^2O^3\,2\,SiO^2$ kristallisieren hexagonal, während Sodalith, Hauyn und Nosean, die als aus dem Nephelinsilikat und einem Salz ($NaCl$, Na^2SO^4, $CaSO^4$, Na^2S etc.) bestehend zu betrachten sind, alle regulär kristallisieren. Cancrinit (Nephelin + Calcit) könnte als Ausnahme betrachtet werden, da er hexagonal ist; Cancrinit enthält aber Wasser, und es ist wohl anzunehmen, daß die symmetrieherabsetzende morphotropische Wirkung des Wassers in diesem Fall stärker wirkt als die symmetriehebende morphotropische Wirkung des kohlensauren Kalks.

2. Marialith, in bezug auf die chemische Zusammensetzung als eine Kombination des Albitmoleküls mit Chlornatrium zu betrachten, kristallisiert, wie alle Skapolithe, tetragonal, während Albit bekanntlich triklin ist.

3. Helvin. Die Zusammensetzung dieses Minerals kann so dargestellt werden: $3(Be, Mn, Fe)^2SiO^4 + (Mn, Fe))S$. In der Familie der Olivine kristallisieren alle Glieder einschließlich Fayalit, Tephroit und Knebelit rhombisch; Phenakit ist hexagonal; Helvin ist regulär (tetraedrisch).

4. Danalith, dem Helvin ähnlich, unterscheidet sich von demselben hauptsächlich durch seinen Zinkgehalt (wohl das Willemitmolekül, das hexagonal ist); er kristallisiert ebenfalls regulär.

5. Melinophan, $Be^2Ca^2NaFSi^3O^{10}$, tetragonal. Die chemische Formel dieses Minerals könnte man so darstellen:

$$2\,BeSiO^3\,.\,Ca^2SiO^4\,.\,NaF$$

oder

$$Be^2SiO^4\,.\,2\,CaSiO^3\,.\,NaF.$$

Über die Kristallform dieser Silikate, die vermutlich an der chemischen Konstitution des Melinophans teilnehmen, ist uns folgendes bekannt: Ca^2SiO^4 ist in zwei monoklinen und einer rhombischen Modifikation bekannt: Be^2SiO^4 kristallisiert rhomboedrisch, $CaSiO^3$ monoklin (deutlich monoklin und pseudohexagonal).

Also ist auch hier, im Vergleich zu den einfachen Silikaten, die an dem Aufbau des Melinophans teilnehmen, eine Symmetrieerhöhung zu verzeichnen.

6. Die Verbindung $Ca^2SiO^4\,.\,CaCl^2$ kristallisiert rhombisch und besitzt also keine niedrigere, ja vielleicht eine höhere Symmetrie als das reine Calciumorthosilikat.

7. Leukophan, $NaCaBeFSi^2O^6$, gehört zur bisphenoidischen Klasse des rhombischen Systems. Stellen wir uns die chemische Konstitution dieses Minerals vor als $CaSiO^3 . BeSiO^3 . NaF$, so findet auch hier Anwendung alles, was in bezug auf Melinophan gesagt worden ist.

8. Die Verbindung $Ca^2SiO^4 . Ca^3(PO^4)^2$ ist rhombisch; es ist also auch hier keine Symmetrieherabsetzung, eher eine Symmetrieerhöhung zu konstatieren.

Zu den obengenannten Beispielen können noch einige Minerale von komplizierterer Zusammensetzung hinzugefügt werden, in denen freilich nur ganz hypothetisch eine silikatische und eine nichtsilikatische Verbindung als Bestandteile betrachtet werden können. Hierher gehört beispielsweise:

9. Die Gruppe des Melanocerits: Kappelenit, Melanocerit, Karyocerit, Tritomit. Die Zusammensetzung dieser Minerale ist sehr kompliziert; nach Brögger bestehen sie aus Bisilikaten (nach Groth aus Monosilikaten) und nichtsilikatischen Verbindungen. Die Formeln sind sehr kompliziert, z. B. Melanocerit:

$$[\overset{II}{R}SiO^3] . \tfrac{1}{4}[\overset{III}{R}BO^3] . \tfrac{1}{6}[\overset{I}{R}{}^2\overset{IV}{R}O^2F^2] . \tfrac{1}{3}[\overset{III}{R}\overset{III}{R}O^2F^2].$$

Diese Minerale kristallisieren hexagonal, was im Vergleich zu den darin enthaltenen reinen Silikaten ebenfalls für eine Symmetrieerhöhung spricht.

Das hier berücksichtigte Material ist nicht groß, aber doch hinreichend, um folgenden Schluß zu ziehen, dessen Gültigkeit wohl hauptsächlich an künstlich erhaltenen Verbindungen zu prüfen ist: das Hinzutreten irgend eines Salzes zu einem Silikat übt auf die dabei entstehende komplexe Verbindung eine symmetrieerhöhende morphotropische Wirkung aus, im Gegensatz zu der bei Hinzutreten von Wasser oder bei der Bildung von Doppelsalzen zu beobachtenden Symmetrieerniedrigung.

St. Petersburg, Mai 1911.

Bemerkungen zu einigen Arbeiten von W. Gothan und A. G. Nathorst.

Von Dr. **Carl Burckhardt**.

Mit 1 Textfigur.

In einer der „Sociedad científica Antonio Alzate" in Mexiko vor einigen Jahren vorgelegten Arbeit [1] habe ich die Klimafrage

---

[1] C. Burckhardt, Sur le climat de l'époque jurassique. Mém. Soc. Alzate. **25**. 1907. p. 45; vergl. auch Compte rendu de la Xme Session du Congrès géol. int. México 1906. **1**. p. 130—132.

der Jurazeit einer Betrachtung nnterzogen. Damals folgerte ich aus dem Mischcharakter der Jurafaunen Mexikos und der Anden sowie aus der meridionalen Verbreitung gewisser Ammonitengruppen und Ancellen im amerikanischen Jura, daß das Klima der Oberjurazeit mehr oder weniger gleichförmig oder mindestens nnr wenig differenziert gewesen sein müsse. Diese Schlußfolgerung beruht demnach auf der geographischen Verbreitung mariner Mollusken in den Jurameeren. Nun wurde bekanntlich sehr häufig eingewendet, daß die geographische Verbreitnng der Meerestiere vom Klima unabhängig sein könnte. Indessen genügt schon ein Hinweis anf die bekannte Tatsache des Erscheinens nordischer Mollusken im Oberphiocän des Mediterrangebietes, um mit C. Diener (vergl. Compte-rendu, l. c., p. 133) diesen Einwurf znrückznweisen.

In neuerer Zeit hat W. Gothan mehrere Arbeiten über fossile Hölzer des **König-Karl-Landes** publiziert[1]. Darin glaubte dieser Antor nachweisen zu können, daß das Klima der Jnrazeit stark differenziert gewesen sein müsse. Er stützt sich hiebei auf eine Sammlung fossiler, angeblich jurassischer Hölzer aus König-Karl-Land (78—79° nördlicher Breite), welche sehr deutlich ausgeprägte Jahresringe zeigen, während anderseits afrikanische Jurahölzer keine Spnr solcher Jahresringe aufweisen.

Die Arbeiten Gothan's hatten sofort viel Erfolg, denn die darin enthaltenen Schlnßfolgernngen wurden rasch durch mehrere Schriften nnd sogar Lehrbücher der Geologie (E. Kayser, Lehrbnch der allgemeinen Geologie. 3. Auflage. 1909. p. 78; E. Haug, Traité de géologie. II. fasc. 2. p. 1124) weiter verbreitet. In einem Résumé über unsere gegenwärtigen Kenntnisse der Klimate der Vorzeit hat ferner Semper kürzlich behauptet[2], daß Gothan's Untersuchnngen definitiv die Existenz von Klimazonen während der Jura- und Kreidezeit beweisen. Dieser Autor sagt dann wörtlich: „Damit fällt auf die Kriterien, die zu den entgegengesetzten Schlüssen geführt haben, ein sehr scharfes Licht, und wenn man sich scheut, sie direkt als wertlos zu bezeichnen, so müssen sie wenigstens für höchst trügerisch und unzuverlässig gelten. Sie beruhen sämtlich auf Betrachtung der gleichzeitigen Tier- und Pflanzengeographie.“

Es ist sehr bedauerlich, daß die zitierten Autoren die An-

---

[1] W. Gothan, Die fossilen Hölzer von König-Karl-Land. Kungl. Svenska Vetensk. Akad. Handl. **42**. No. 10. 1907. — Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobotanischer Tatsachen. Jahrb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt für 1908. **29**. II. 2. p. 220.

[2] M. Semper, Das Klimaproblem der Vorzeit. Geologische Rundschau. **1**. Heft 2. 1910. p. 33. Vergl. besonders p. 74 und 75.

schauungen Gothan's so voreilig angenommen haben, ohne sich zu fragen, ob das jurassische Alter der von diesem Forscher untersuchten Hölzer wirklich sichergestellt sei. Und doch habe ich schon früher[1] darauf hingewiesen, daß das jurassische Alter der Basalte des König-Karl-Landes, mit welchen die fraglichen Holzreste in Verbindung stehen sollen, sehr zweifelhaft sei. Damals schon habe ich erwähnt, daß Teall und Newton analoge Basalte des Franz-Joseph-Landes als tertiäre Basalte beschrieben haben und daß die Existenz heute noch wenig zerstörter jurassischer Basaltdecken an und für sich wenig wahrscheinlich ist. Ferner habe ich daran erinnert, daß selbst nach Gothan die betreffenden Hölzer wie Tertiärhölzer aussehen und daß dieselben auch seinerzeit als solche durch C. Schröter beschrieben worden sind.

Heute sehen wir glücklicherweise noch klarer in der uns interessierenden Frage dank der wichtigen neueren Arbeit von A. G. Nathorst über die Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes[2]. Im letzten Teil dieser Arbeit (l. c. p. 405—414) hat deren Autor uns eine Übersicht der Geologie des König-Karl-Landes (mit Karte, Profilen und Figuren) gegeben. Danach (siehe nebenstehende Textfigur) bilden die beiden Hauptinseln des König-Karl-Landes, das „Schwedische Vorland" und die „König-Karl-Insel", ein Plateau, welches aus fast horizontalen marinen Jura- und Kreideablagerungen besteht. Über diesen marinen Schichten beobachtet man transgressive Bildungen, zunächst Ablagerungen mit Landpflanzen („Växtförande Lager") und darüber, als Krönung des Plateaus, eine Basaltdecke. Wichtig ist, daß die genannten transgressiven Bildungen nicht überall auf demselben Substratum liegen: bald (westlicher Teil der König-Karl-Insel und östlicher Teil des Schwedischen Vorlandes) beobachten wir sie über dem Dogger, bald (östlicher Teil der König-Karl-Insel und westlicher Teil des Schwedischen Vorlandes) über einer marinen Serie, welche nach J. F. Pompeckj von unten nach oben dem Oxford, Kimmeridge, der untern und obern Wolgastufe und dem Neocom (mit *Aucella Keyserlingi*) angehört. Nathorst schließt daraus mit Recht, daß die marinen mesozoischen Ablagerungen des König-Karl-Landes durch bedeutende Brüche zerstückelt worden sind, und daß im Zentrum, zwischen zwei Brüchen, ein Horst gebildet worden ist. In der Tat überlagern die

---

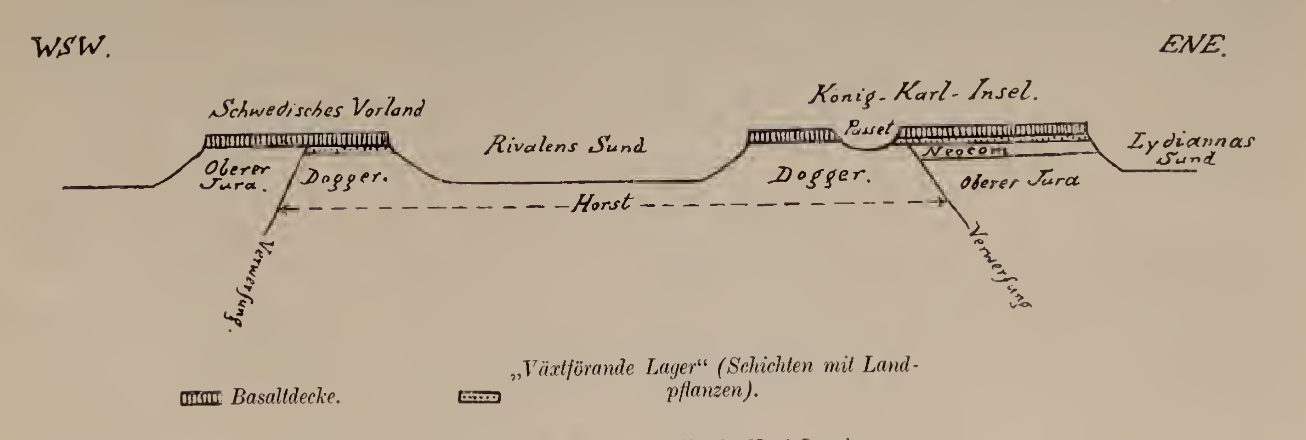
[1] C. Burckhardt, Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Dies. Centralbl. 1910. No. 19 und 20. p. 622—631, 662—667, vergl. besonders p. 667. — Nuevos datos sobre el Jurásico y el Cretácico en México, Parergones Inst. geol. de México. III. 5. 1910. p. 301.

[2] A. G. Nathorst, Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. geol. Inst. Upsala. 10. 1910. p. 261.

transgressiven Bildungen (vergl. unten Fußnote) im Gebiet des zentralen Horstes den Dogger, während sie in den relativ gesenkten Partien, zu beiden Seiten des Horstes, auf jüngeren oberjurassischen und neocomen Schichten liegen. Bezüglich dieser tektonischen Verhältnisse sagt NATHORST (l. c. p. 406) wörtlich: „Wenn der Basalt, der diese Ablagerungen bedeckt, als eine Decke aufzufassen ist, muß der Horst schon vor dem Basaltausbruch denudiert worden sein, so daß die jüngeren Ablagerungen, die hier fehlen, zerstört und entfernt wurden.“ Wie dem auch sei, jedenfalls nötigen uns die Untersuchungen NATHORST's zu der Schlußfolgerung, daß die pflanzenführenden Schichten („Växtförande Lager“) ebenso wie der Basalt mitsamt den von GOTHAN beschriebenen fossilen Hölzern jünger sein müssen als das Neocom mit *Aucella Keyserlingi*, da sie dieses transgressiv überdecken[1]. Wahrscheinlich müssen sogar der Basalt und die Hölzer bedeutend jünger sein als dieses Neocom, weil die Beobachtungen der schwedischen Forscher zu beweisen scheinen, daß nach der Ablagerung des Neocom mit *Aucella Keyserlingi* die Bildung und Denudation eines Horstes sich vollzogen haben, und daß erst nach allen diesen Vorgängen der Basalt sich ergossen hat, um eine Decke zu bilden, welche

[1] Die transgressiven Schichten mit Landpflanzen („Växtförande Lager“), meist tuffähnliche Sandsteine, liegen am „Passet“ der König-Karl-Insel und am Nordenskiöldberg des Schwedischen Vorlandes über dem Dogger und von den daselbst gefundenen Pflanzen sagt NATHORST (l. c. p. 407): „Da die Pflanzenreste an den beiden Stellen sehr fragmentarisch sind, liefern sie wenige Anhaltspunkte für eine stratigraphische Bestimmung. Es sind Reste von gewöhnlichem jurassischen Gepräge.“ Anderseits aber kommen ähnliche Pflanzenschichten, die nach NATHORST wahrscheinlich mit den bereits erwähnten identisch sind (vergl. NATHORST. l. c. p. 411, Schema p. 412), am Johnsenberg und am Tordenskjoldberg über dem Neocom mit *Aucella Keyserlingi* und Belemniten vor. Diese müssen daher sicher jünger sein als die erwähnten Neocomschichten. Von den darin gefundenen Pflanzen sagt NATHORST (l. c. p. 410): „Die Pflanzenreste erinnern z. T. an solche der *Elatides*- und *Ginkgo*-Schichten Spitzbergens.“

Die tuffähnlichen Sandsteine mit Landpflanzen über dem Dogger, die ich oben erwähnte, sollen nach HAMBERG (Über die Basalte des König-Karl-Landes. Stockholm, Geol. Fören. Förh. **21.** 1899) Basaltkörner enthalten, so daß etwas Basalt zur Zeit ihrer Bildung vorhanden sein mußte. Dies beweist aber nichts zugunsten eines jurassischen Alters des Basaltes, da die wahrscheinlich identischen Pflanzenschichten am Tordenskjoldberg, wie wir eben sahen, jünger als das dortige Neocom sein müssen. HAMBERG's Satz: „Der Basalt dürfte somit jurassischen oder altcretacischen Alters sein“, ist daher unhaltbar oder muß wenigstens dahin eingeschränkt werden, daß der Jura und ein Teil des Neocom ausgeschlossen bleiben.



Schematisches Profil des König-Karl-Landes.

Dieses Profil wurde nach den Angaben in Text und Figuren der Arbeit NATHORST's konstruiert. Es basiert vornehmlich auf NATHORST's Karte Tafel XV und auf dessen schematischen Profilen der Seiten 411 u. 412. Die Horizontaldistanzen sind z. T. stark verkürzt.

noch heutzutage das Plateau der Inseln des König-Karl-Landes krönt.

Die von Gothan untersuchten fossilen Hölzer des König-Karl-Landes haben also gar keine Bedeutung für die Frage jurassischer Klimazonen, da sie nicht jurassisch sind, sondern in jedem Falle jünger als die neocomen Schichten mit *Aucella Keyserlingi.* Es bleibt bloß zu bedauern, daß Nathorst selbst diese Schlußfolgerungen nicht gezogen hat und daß man in dessen hier besprochener Arbeit mannigfachen widersprechenden Angaben begegnet. So wundert man sich noch am Schlusse bei Nathorst (l. c. p. 413—414) zu lesen, daß „die Basalteruptionen des König-Karl-Landes am Ende des Jura und Anfang der Kreide stattfanden", nachdem er selbst vorher (l. c. p. 411, 412) nachgewiesen hat, daß der Basalt in Form einer Decke die Neocomschichten mit *Aucella Keyserlingi* überlagert. Die erwähnten Widersprüche in Nathorst's Arbeit erklären sich jedenfalls in folgender Weise. Dieser Autor hatte im Jahre 1899 eine fossile Flora von Franz-Joseph-Land beschrieben, welche aus einer zwischen zwei Basaltdecken liegenden Schicht stammt (Nathorst, Fossil plants from Franz-Joseph-Land. The Norwegian North polar Expedition 1893—1896. Scientific results. vol. I. num. 3. Kristiania 1899). Diese Flora sollte nach Nathorst jurassisch sein und so ein jurassisches Alter der Pflanzenschichten und des Basaltes des Franz-Joseph-Landes beweisen. Wir haben indessen oben gesehen, daß die geologischen Verhältnisse des König-Karl-Landes uns zu einer ganz andern Altersbestimmung nötigen. Hier zwingen uns die von Nathorst selbst veröffentlichten Tatsachen zu der Annahme, daß der Basalt jünger sein muß als das Neocom mit *Aucella Keyserlingi.* Wie soll man nun diesen Widerspruch zwischen den auf Franz-Joseph-Land und König-Karl-Land gemachten Beobachtungen lösen? Falls die Basalte der beiden Länder wirklich gleichalterig sind, scheint mir die einzig mögliche Erklärung die zu sein, daß Reste von Landpflanzen nicht immer genügen, um mit absoluter Genauigkeit das stratigraphische Niveau der sie bergenden Schichten zu bestimmen, und daß im vorliegenden Falle die erwähnte Flora des Franz-Joseph-Landes jünger sein muß als Jura und ein Teil des Neocom.

Kürzlich hat nun W. Gothan fossile Holzreste mit scharfen Jahresringen auch aus angeblichem Jura von **Spitzbergen** beschrieben [1] und seine früheren Schlußfolgerungen nicht nur aufrecht erhalten, sondern noch erweitert. Seine Resultate gipfeln in den Sätzen: „Nimmt man das alles zusammen . . . . so kann

---

[1] W. Gothan, Die fossilen Holzreste von Spitzbergen. Kgl. Svenska Vetensk. Akad. Handl. **45.** Nr. 8. 1910.

man die deutliche Sprache aller dieser Umstände zugunsten der NEUMAYR'schen Theorie der Klimazonenbildung im Jura nicht überhören", und weiter: „Mögen die Gegensätze im mittleren Jura noch weniger scharf gewesen sein, im oberen Jura sind sie unverkennbar" (l. c. p. 47). Es ist sehr bedauerlich, daß GOTHAN auch hier neuerdings das jurassische Alter der von ihm beschriebenen Hölzer ohne weiteres für bewiesen hält, obwohl er selbst in den Beschreibungen (l. c. p. 20, 21, 44) von dem auffallend modernen Typus eines seiner Hölzer *(Piceoxylon antiquius)* spricht. Und doch zeigen sowohl NATHORST's Arbeit über die Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes (l. c. p. 360—369) als die vorläufigen Mitteilungen von J. F. POMPECKJ[1], daß dies keineswegs der Fall ist, und daß die fraglichen Hölzer ohne allen Zweifel ebenfalls jünger als jurassisch sein müssen.

Beweisend scheinen mir hiefür besonders die Profile bei der „Festung" am Eisfjord, wo die Hauptmenge der Hölzer gesammelt wurde, und diejenigen an der Van-Keulen-Bay (Bellsund). An diesen Orten beobachteten die schwedischen Forscher (siehe NATHORST, Beitr. z. Geol. der Bäreninsel etc., l. c. p. 364—366; p. 361, fig. 78; vergl. ferner p. 362, 363) von unten nach oben folgende Schichtreihe:

1. Aucellenschichten. Die Schichten am Bellsund sind nach POMPECKJ (l. c. p. 2—3) dem „Séquanien-Kimmeridgien" und dem „jüngsten Jura (Portlandien) bis dem Neocom" zuzurechnen.

2. Schwarze Schiefer ohne Fossilien.

3. Sandsteinreihe *(Ginkgo-Elatides-Lioplax*-Schichten). NATHORST sagt darüber (Vorl. Mitt. von POMPECKJ, l. c. p. 3): „Diese Schichten können also sehr wohl noch zum Portlandien oder zu einer wenig jüngeren Stufe gehören." Dieser Ausspruch ist indessen dahin zu berichtigen, daß die Sandsteinreihe jünger als Jura sein muß, weil ja die tieferen Aucellenschichten teilweise schon an die Grenzscheide zwischen Jura und Kreide zu stellen sind.

In den *Elatides*-Schichten der „Festung" findet sich eine Flora, welche NATHORST[2] in den oberen Jura stellt, welche aber HEER[3] früher (wohl mit Recht!) als Kreideflora (wahrscheinlich vom Alter des Gault) beschrieb.

---

[1] A. G. NATHORST, Eine vorläufige Mitteilung von Prof. J. F. POMPECKJ über die Altersfrage der Juraablagerungen Spitzbergens. Geol. Fören. Förhandl. Nov. 1910.

[2] A. G. NATHORST, Zur mesozoischen Flora Spitzbergens. Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. **30**. No. 1. 1897.

[3] O. HEER, Die Kreideflora der arktischen Zone. Stockholm, Vet. Akad. Handl. **12**. No. 6. 1873.

4. Dentalienschichten der „Festung“ mit dem Niveau der von Gothan beschriebenen Hölzer (Nathorst, Beitr., l. c. p. 366). Diese Hölzer waren seiner Zeit von Cramer (in Heer's Flora fossilis arctica, Bd. I) als Tertiärhölzer beschrieben worden.

Gerade in dem Profil der „Festung“ ist das postjurassische Alter der dortigen „Dentalienschichten“ und des Niveaus der fossilen Hölzer wohl zweifellos festgestellt, denn hier liegen diese über den Aucellenschichten und über der Sandsteinreihe. Anderwärts scheinen allerdings diese „Dentalienschichten“ auch noch einen Teil des Jura zu umfassen, so besonders am Celsiusberg, von wo Pompeckj (l. c. p. 3) *Aucella Pallasi* Lah. aufführt. Die „Dentalienschichten“ enthalten also offenbar eine „Mischfauna“ und ihre detaillierte Gliederung ist noch durchzuführen, wie dies Nathorst selbst zugibt (Vorl. Mitt. von Pompeckj, l. c. p. 56). Dieser Umstand ist aber für uns ohne Bedeutung, da das klare Profil an der „Festung“ zeigt, daß die dortigen „Dentalienschichten“ mit dem Niveau der fossilen Hölzer sicher jünger sein müssen als jurassisch.

Es sei hier noch auf die zahlreichen Widersprüche hingewiesen, die sich auch in bezug auf Spitzbergen in Nathorst's Arbeit (Beitr. l. c.) vorfinden. So zum Beispiel bezeichnet dieser Autor (l. c. p. 366) die fossilen Hölzer und Mollusken der „Festung“ als „jurassische Fossilien“, sagt aber ebendaselbst: „Das Niveau mit den fossilen Hölzern in der Nähe der Festung gehört zur *Dentalium*-Reihe“ und kommt alsdann wenige Seiten weiter (l. c. p. 369) zu der Schlußfolgerung: „Jedenfalls müssen wohl die Dentalienschichten neocomen Alters oder noch jünger sein.“

Nachdem ich gezeigt habe, daß die fossilen Hölzer des König-Karl-Landes und Spitzbergens, welche Gothan als Beweise für jurassiche Klimazonen betrachtete, jünger sein müssen als jurassisch und, mindestens teilweise, auch einem höheren Niveau angehören müssen als dem Neocom mit *Aucella Keyserlingi*, werden Gothan's Schlußfolgerungen hinfällig.

Es sei mir daher zum Schlusse gestattet, die Aufmerksamkeit der Pflanzenpalaeontologen auf diese Hölzer hinzulenken. Eine neue kritische Durchsicht derselben, sowie auch der Pflanzenabdrücke dieser Gegenden wäre im Hinblick auf ihr jedenfalls postjurassisches Alter äußerst wünschenswert. Vielleicht würde es dann möglich sein, das genauere Alter dieser Hölzer und Floren festzustellen.

Mexiko, 15. April 1911.

Abwehr der Angriffe W. Kranz'[1] gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten[2].

Von **W. Branca** und **E. Fraas.**

Inhalt.

Gegenüber den Angriffen, welche Kranz gegen unsere gemeinsamen, das Ries betreffenden Arbeiten richtet, ist es nötig, eine Zusammenfassung der Ergebnisse unserer Untersuchungen im Ries und im Vorries hier vorauszuschicken, damit zu erkennen ist, um was es sich eigentlich bei diesen Angriffen handelt.

I. Tatsachen und Ergebnisse unserer Untersuchungen.

1. Der Tatbestand ist der folgende: Eingesenkt in die Hochfläche der Schwäbisch-Fränkischen Alb sind zwei Kessel: Ein gewaltig großer, von 25 km Durchmesser, das Ries von Nördlingen; und ein kleiner, von 2,5 km Durchmesser, das bekannte Becken von Steinheim. Der Boden beider Kessel weist deutliche Anzeichen einer Hebung desselben auf: Im Riesboden findet sich der Granit in viel höherem Niveau, als ihm ringsum zukommt; und im Zentrum des Steinheimer Beckens ist der Dogger zu einem Berge aufgepreßt, der bis in das Niveau des oberen Malm hinaufreicht.

Gegenüber diesem Übereinstimmenden das Abweichende: Im

[1] W. Kranz, Hauptmann in der 1. Ingenieur-Inspektion (Swinemünde). Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Dies. Centralbl. 1910. No. 3, 4, 15, 16 u 18.

[2] a) W. Branca und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abh. d. k. preuß. Akad. d. Wissensch. zu Berlin vom Jahre 1901. Berlin 1901. 169 p. 2 Taf. — b) W. Branra u. E. Fraas, Beweis für die Richtigkeit unserer Erklärungen des vulkanischen Ries bei Nördlingen. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wissensch. zu Berlin 1901. p. 501—524. — c) W. Branca, Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Riese bei Nördlingen. Ebenda. Abhandl. vom Jahre 1902. Berlin 1903. 131 p. 1 Taf. — d) W. Branca u. E. Fraas, Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Ebenda. Abhandl. vom Jahre 1905. Berlin 1905. 64 p. 2 Taf. — e) W. Branca u. E. Fraas, nebst einem Beitrag von W. Schütze, Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. Ebenda. Abhandl. vom Jahre 1907. Berlin 1907. 56 p. 1 Taf.

Umkreis um den Rieskessel finden sich große Massen von Granit, Keuper, Juraschichten oben auf die Albhochfläche geschüttet, teils in mächtigen zusammenhängenden Schollen (Typus der Buchberg), teils als durcheinandergeknetete Masse (die Bunte Breccie); um das Steinheimer Becken herum zeigt sich nichts derartiges. Im Ries ferner haben sich vulkanische Ausbrüche ereignet; im Steinheimer Becken fehlen solche.

2. Die soeben genannten rätselhaften großen Massen älterer Gesteine (Malm, Dogger, Keuper, Granit), welche in der Umgebung des Rieskessels oben auf jüngeren Gesteinen (Oberer Malm) liegen, sind nicht, wie von anderer Seite gedeutet wurde, Aufpressungen älterer Gesteine durch jüngere hindurch, sondern richtige Überschiebungen, die ursprünglich im Gebiete des heutigen Kessels anstanden und dann aus diesem heraus auf die Alb geschoben wurden.

3. Die Ursache dieser Überschiebungen liegt nicht, wie andere Forscher meinten, in der Tätigkeit des Eises, sondern in der des Vulkanismus.

4. Es gibt also auch vulkanische Überschiebungen, was bis dahin noch nicht bekannt oder doch nicht geltend gemacht war.

5. Die Entstehungszeit dieser Überschiebungen konnte mithin nicht die diluviale, sondern nur die der vulkanischen Ausbrüche am Ries, die tertiäre sein. Anfänglich nahmen wir hierfür eine mittelmiocäne Zeit an, dann ergab sich uns eine obermiocäne.

6. Nach Entstehung der Überschiebungen ist im Rieskessel eine Senkung des Bodens desselben erfolgt.

7. Vor Entstehung der Überschiebungen aber ist nach unserer Anschauung das Gebiet des Rieses zunächst durch einen in der Tiefe, unterhalb desselben eingedrungenen Lakkolith in die Höhe gehoben worden; dadurch entstand zunächst ein Berg. Obgleich dann später jener Einsturz dieses Gebietes wieder erfolgte, so befindet sich der Granit des Riesbodens doch auch heute immer noch in einem höheren Niveau, als ihm normalerweise zukommt. Auch heute noch ist der Kessel mithin, so paradox das auch klingt, eigentlich ein Berg.

Der Lakkolith ist jedoch nicht notwendig als eine einzige, rundliche, große Intrusionsmasse zu betrachten. Es könnte sich vielmehr ebensogut um mehrere kleinere Intrusionen, einen mehrköpfigen Lakkolith gehandelt haben, so daß kein einheitlicher Berg entstand, sondern eine entsprechend ganz unregelmäßige Aufpressung; und das in um so höherem Grade, als außerdem noch das Riesgebiet im zentralen Teil wohl schon stark erodiert war (s. sub 11).

8. Die Überschiebungen auf die umgebende Albfläche gingen wesentlich nur von der Peripherie, vom Rande des Berges

aus; denn der mittlere Teil des Riesgebietes war ja vermutlich bereits der Erosion zum Opfer gefallen[1]. Indem das unregelmäßig emporgepreßte Riesgebiet dabei notwendigerweise stark und tief und weit zerklüftete, drangen die atmosphärischen und die z. T. unterirdisch im Kalkgebirge angesammelten Wasser durch die Spalten hinab auf die Tone der tieferen Schichten und machten diese zu einer schlüpfrigen Unterlage. Auf dieser und mit dieser glitten die Gesteinsmassen vom Rande des Berges ab auf die umgebende Alb. Es mögen jedoch nicht nur Abrutschungen stattgefunden haben, sondern die tonige Bunte Breccie oben auf der Alb könnte vielleicht auch in Form von mehr schlammigen Strömen herabgeflossen sein[2].

9. Anfänglich glaubten wir allein durch dieses Abgleiten der Juraschichten von dem Rande dieses Riesberges die Überschiebungen in der Peripherie des Rieses erklären zu können. Später haben wir, nach dem Vorgange von E. Suess, auch die Kraft von Explosionen mit zu Hilfe nehmen zu müssen geglaubt, welche die Massen zu kräftigerem und schnellerem Abgleiten von dem Berge veranlaßt haben.

E. Suess ist der Meinung, es sei keine Bergbildung erfolgt, sondern eine Explosion ganz allein habe das alles bewirkt. Wir glauben dagegen aus einer Anzahl von Gründen die Vorstellung des Riesberges nicht aufgeben zu können. Besonders darum, weil der Granit im Rieskessel noch heute, trotz der später erfolgten Senkung (s. sub 6), ein gegenüber der Umgebung viel zu hohes Niveau einnimmt, so daß also auch heute noch die Spur dieses Riesberges vorhanden ist.

10. Das Becken von Steinheim, in dessen Mitte gleichfalls eine Hebung erfolgte, die den Klosterberg erzeugte, wird von uns für ein Analogon dieser Hebung im Ries angesehen. Bei beiden hat die Hebung gleiche Ursache. Aber der Lakkolith im Ries, der außerdem sehr viel größer und wohl mehrköpfig (s. sub 7) war, zeitigte hier auch noch über Tage Eruptionen loser vulkanischer Massen in Gestalt von Tuffen und Schlacken; wogegen der Lakkolith im Steinheimer Becken, der 10mal kleiner war, an keiner Stelle Eruptionen über Tage erzeugte. Das Ries ist mithin in seiner Ausbildung viel weiter vorangeschritten; das Steinheimer Becken ist auf einer früheren Entwicklungsstufe stehen geblieben.

11. Bereits vor der Zeit der Riesbildung hatte dort die Erosion tiefgreifend eingesetzt. Es werden also auch Wasserläufe, eventuell auch kleinere Wasserbecken, vorhanden gewesen sein, in denen neben Süßwassermollusken auch eingespülte Land-

---

[1] Das vulkanische Ries, Punkt 6 und 7 der Zusammenfassung p. 156.

[2] Das Vorries p. 112.

schnecken abgesetzt werden konnten. So erklärt es sich leicht, daß zuweilen oligocäne und selbst miocäne Mollusken im Ries und in der aus dem Rieskessel stammenden Bunten Breccie oben auf der Alb gefunden wurden. Diese fossilen Landschnecken in der Bunten Breccie rühren z. T. auch lediglich aus Ausfüllungsmassen von Spalten im Weißjura-Kalk und nur z. T. aus Wasserbecken her.

Die erste Hälfte dieser Ergebnisse bildet von uns festgestellte Tatsachen. Die letzte Hälfte bildet theoretische Schlüsse und Vorstellungen zur Erklärung dieser Tatsachen. W. Kranz macht, ohne hervorzuheben, daß er sich in diesen ersten 5 Punkten den von uns gewonnenen Ergebnissen durchaus anschließt, diese sich zu eigen. Auch bezüglich des 7. gilt das insofern, als er zwar die Bergbildung bei uns angeblich als ganz unhaltbar bekämpft, aber trotzdem, wie wir (S. III sub η) später zeigen werden, gleichfalls auch eine Bergbildung annimmt.

Es handelt sich bei den Angriffen Kranz' also nicht etwa um Angriffe gegen die von uns festgestellten Tatsachen, sondern lediglich um solche gegen die theoretische Vorstellung zur Erklärung der Tatsachen. Wir mußten das hier hervorheben, weil andernfalls diejenigen, welche mit der Riesliteratur nicht vertraut sind — und von unseren 5 Arbeiten über dieses Gebiet ist in diesem Jahrbuche lediglich über die erste derselben ein Referat zu finden — meinen könnten, Kranz verneine oder suche alle Ergebnisse unserer Untersuchungen zu verneinen.

II. Gründe für unsere theoretische Erklärung der Tatsachen.

Wir schicken voraus eine ganz kurze Schilderung der betreffenden Verhältnisse: Da, wo der große Rieskessel in die Hochfläche der Alb eingesenkt liegt, fehlt unter dem Keuper in der Reihenfolge der Sedimente jedes weitere Glied. Wir haben also von oben nach unten Malm, Dogger, Lias, Keuper, Granit; und diese Sedimentschichten bauen in ziemlich horizontaler Lagerung die Alb und ihre Unterlage auf.

Inmitten der so beschaffenen Alb ist der Rieskessel dann in der Weise ausgehöhlt worden, daß teils durch die schon vorher stattgefundene Erosion, teils durch tiefgehendes Zerbersten infolge der Hebung zum Berge, teils durch die Explosionen, teils durch das Abrutschen von dem aufgepreßten, zertrümmerten Gebiete, d. h. dem Berge — alle über dem Granit liegenden Schichten mehr oder weniger entfernt wurden, so daß nun ihre Unterlage, eben der Granit, freigelegt ist. Dabei zeigt sich nun, daß letzterer im Rieskessel um ungefähr 150—200 m höher liegt, als ringsum in der Alb.

Der Granit kann also diese seine zu große Höhenlage im Riesgebiete nur erreicht haben dadurch, entweder

daß das Granitgebiet, das allerdings vom Muschelkalkmeer nicht überflutet war, noch zur Zeit des Jura als eine Untiefe bezw. als eine Insel aufgeragt hat, wie E. Suess annimmt;

oder daß es späterhin, wie wir das annehmen, durch einen Lakkolith, der unter oder in den Granit eindrang, in die Höhe gepreßt worden ist;

oder daß es endlich, wie Kranz annimmt, als ein Horst in höherer Lage relativ stehen blieb, während ringsherum die Albtafel stärker absank.

Die Gründe, welche uns veranlaßt hatten, die Emporpressung des Riesgebietes durch Lakkolithenbildung anzunehmen, sind die folgenden:

a) Hätte der Granit im Riesgebiete auch noch im Jurameere eine inselförmige Erhöhung gebildet, so würden dort nicht nur der unterste Lias, sondern der größte Teil des Jura eine von dieser Granitinsel beeinflußte petrographische Ausbildung erlitten haben, d. h. sie alle würden, wie die Angulatenschichten, sandiger Natur oder gar konglomeratisch geworden sein. Hievon läßt sich jedoch nichts erkennen, sondern die Ausbildung von Keuper und Jura bleibt konform mit der Umgebung.

b) Ferner müßten, wenn eine Insel- oder Untiefenbildung vorläge, die an die Insel herangehenden Schichten sich entweder in deren Nähe m. o. w. ausgekeilt haben, oder umgekehrt, infolge von hier stattgefundener Ablagerung größerer Massen, an der Küste mächtiger geworden sein.

Weder das Eine noch das Andere scheint aber der Fall zu sein. Wir finden Vertreter aller dieser Gesteine überall wieder in der sogenannten „Bunten Breccie“ des Riesgebietes, d. h. in dem bunt durcheinandergemengten Gemisch von Jura-, Keuper- und granitischen Gesteinen, die teils unten im Rieskessel auf dem Granite liegen, teils oben auf der Alb, überschoben ringsum auf dem Malm sich finden.

c) Der Granit im Rieskessel selbst unterscheidet sich von dem der „Bunten Breccie“ dadurch, daß er nicht mit jüngerem Materiale gemischt ist, sondern noch ein einheitliches Grundgebirge erkennen läßt, das allerdings durch Pressung und Bewegung vollständig zertrümmert, verruschelt und ineinandergeschoben erscheint. Dazu kommt noch, daß durch die tiefgreifende Verwitterung die genaue Beobachtung und Bestimmung des Materials erschwert ist. Branca hat zwei verschiedenartige Erscheinungsweisen des Granits im Riesgebiete auseinandergehalten: Den allgemein verbreiteten zerpreßten Granit, welcher das Produkt irgendwelcher Zerdrückung ist; und den lokal zerblasenen und dann abgeschobenen Granit, welcher das Erzeugnis einer Explosion und

des Transportes ist. Der zerpreßte ist ein Granit, der nur in zahllose kleinste Stückchen zerbrochen ist, die aber alle, ohne verschoben zu sein, in ursprünglicher Lage nebeneinander liegen. Der zerblasene ist nicht mehr „der Granit“, sondern nur ein Haufwerk von Bruchstücken des Granits, welche z. T. rundlich geworden sind.

d) Wäre der Granit durch eine Explosion von Wassermassen, die in einem unterirdischen Hohlraume desselben sich angesammelt hatten, in ein höheres Niveau gehoben worden, so wäre das doch nur momentan geschehen, er wäre im nächsten Augenblicke wieder in sein früheres Niveau zurückgesunken. Letzteres ist indessen nicht der Fall, denn er liegt noch jetzt, trotz späteren Einsinkens des Rieskessels, ca. 150—200 m höher als ihm zukommt. Das aber erklärt sich leicht durch unsere beiden Annahmen, daß ein mehrköpfiger Lakkolith ihn hochgepreßt habe, der ihn nun nach seiner Erstarrung dauernd in dieser abnormen Höhenlage erhält, und daß der Lakkolith dann später durch seine infolge von Abkühlung bedingte Zusammenziehung, sowie durch Abgabe von Masse über Tage wieder ein gewisses Einsinken des Riesbodens hervorgerufen habe.

e) Wir haben ein absolut unangreifbares Analogen, eine zweifellose Aufpressung in dem nur 30 km entfernten Steinheimer Becken [1].

f) Bei Mörnsheim und Solnhofen auf der Höhe des Plateaus der Alb hat Johannes Walther [2] inmitten sonst ganz horizontaler Lagerung zwei kuppelförmige Aufwölbungen der Malmschichten festgestellt. Der Übergang aus der einen Lagerung in die andere ist durch zertrümmerte Schichten gekennzeichnet. Hier scheint der Beginn einer solchen Aufpressung vorzuliegen, wie wir sie im Ries und im Steinheimer Becken, nur in sehr viel größerem Maßstabe, besonders im ersteren, vor uns haben; denn weder glaziale Stauchung, noch Abgleiten von Gehängeschutt können in diesem Profil zur Erklärung angenommen werden.

g) Die bedeutende Größe und der feste Zusammenhang der überschobenen Buchbergscholle, sowie der Umstand, daß diese auf der Höhe des Malm liegende Scholle aus Doggerschichten besteht, also aus dem Innern des Rieskessels hergekommen ist, machen uns den Gedanken wenig wahrscheinlich, daß hier nur eine Explosion gewirkt hat, wie Kranz will.

h) Das Verhalten der Lakkolithe in den verschiedensten Teilen der Erde hat den Beweis geliefert, daß unterirdischer Schmelzfluß sehr wohl imstande ist, die überliegenden Schichten

---

[1] W. Branca und E. Fraas, Das krypto-vulkanische Becken von Steinheim.

[2] W. Branca, Das vulkanische Vorries. p. 25. Fig. 3.

der Erdrinde zu heben. Warum auch nicht? Wenn doch eine Kraft vorhanden ist, die den schweren Schmelzfluß, also das Gestein in flüssigem Aggregatzustande emporzuheben und die Schwere zu überwinden vermag, so muß doch auch Gestein im festen Zustande, das über dem Schmelzfluß liegt, gehoben werden können. Kranz verneint zwar die Möglichkeit von Hebungen, bei Absehen von solchen, die durch Faltung entstehen und greift infolgedessen die Ansichten derer an, welche, wie Penck u. a., von Hebung in südwestdeutschem Gebiete reden. Aber Kranz bedenkt hierbei nicht, daß er damit auch das Vorhandensein von Schollenüberschiebungen auf Erden bestreiten würde; denn Überschiebungen sind doch nichts anderes als Verwerfungen nach aufwärts, die längs entweder sanft geneigter oder sehr steiler Bruch- bezw. Überschiebungsflächen stattfinden.

Mit vollem Recht könnte man solche Überschiebungen als positive Verwerfungen bezeichnen und ihnen das, was wir jetzt allein als Verwerfung bezeichnen, als negative Verwerfungen an die Seite stellen. Bei solcher Bezeichnungsweise würde klar herausspringen, daß beides Verwerfungen aus der ursprünglichen Lage heraus, nur in entgegengesetzter Richtung, sind, daß die negative Verwerfung ein Absinken, die positive Verwerfung dagegen ein Gehobenwerden darstellt, bei welchem letzteren man weiter unterscheiden kann eine mehr senkrechte Hebung und eine mehr auf schräger Fläche stattfindende.

i) Das dem Rieskessel benachbarte Steinheimer Becken, dessen mittlerer Teil, der Klosterberg, ebenfalls gehoben ist, stellt ein Analogon der Hebung im Riese dar. Im Steinheimer Becken, dem einfacheren Falle (p. 450 sub 1) läßt sich nun das Vorhandensein einer Hebung unmöglich verkennen; folglich wird man gleiches auch für den komplizierteren Fall (p. 452 sub 10), das Ries, geltend machen können.

k) In der großen Explosion des Bandai San und dessen Überschiebungen kennen wir ein analoges Beispiel der vereinigten Wirkung von Berg und Explosion auf die Entstehung von vulkanischen Überschiebungen. Daß der Berg dort sehr viel höher war als unser Riesberg, das ist nebensächlich. Dort ist 1888 am 15. Juli von dem Vulkanberge infolge einer Explosion eine gewaltige Masse rauher vulkanischer Gesteine, die fast 1,8 km lang und 0,67 km hoch war, auf die Strecke von 9 km weit abgefahren und über andere rauhe vulkanische Gesteine überschoben worden — obgleich dort die Lagerung des Riesberges fehlte, die für ein solches Abfahren so überaus günstig war: nämlich oben harte Kalke, die auf mächtigen und durch Feuchtigkeit ganz schlüpfrig gewordenen Keuper-Juratonen lagern.

Wenn an Stelle dieses Berges bei dem Bandai San

nur ebenes Gelände gewesen wäre, wie viel weniger weit wären dann dort die Massen gefahren!

l) Und nun ein letzter, neuer Beweis dafür, daß am Ries nur in der Vereinigung von Bergbildung und Explosion die Ursache der Überschiebungen gesucht werden kann: Die überraschende Übereinstimmung zwischen uns und unserem wissenschaftlichen Angreifer Kranz, deren Vorhandensein wir — wenn auch wohl sehr gegen dessen Willen — am Schlusse unwiderleglich feststellen werden.

Man sieht, es waren mannigfache Gründe, die uns veranlaßten und noch veranlassen, den Gedanken abzulehnen, daß allein eine Explosion die Veranlassung zur Entstehung dieser Überschiebungen gewesen sein könne. Angesichts des benachbarten, uns so wohl bekannten Vulkangebietes von Urach, in dem allein die Explosionskraft von Gasen tätig gewesen ist, und angesichts der nicht wenigen, zweifellos explosiven Eruptionspunkte am Ries, hatte uns ja sehr erklärlicherweise von Anfang an der Gedanke nahe gelegen, daß auch im Riesgebiete die Explosionskraft der Gase als Ursache der Überschiebungen anzunehmen sei. Wir hatten aber trotzdem zuerst geglaubt, gänzlich absehen zu müssen von einer Mitwirkung der Gase bei einer Entstehung der Überschiebungen im Ries. Die Beweise, welche für eine vorgehende Hebung des Riesgebietes durch die Intrusion einer unterirdischen Schmelzmasse unter dem Riesgebiete sprachen, schienen uns zu erdrückend, als daß wir sie hätten übersehen können. (S. Abschnitt II. p. 453.)

(Schluß folgt.)

Rangifer cf. tarandus Gray aus den Schottern von Süssenborn bei Weimar.

Von **W. Soergel** in Freiburg i. B.

Mit 1 Textfigur.

Rentierfunde sind mit seltenen Ausnahmen bisher nur aus dem jüngeren und jüngsten Diluvium bekannt geworden, aus Ablagerungen, deren Faunen durch *Elephas primigenius* Blumb., *Rhinoceros antiquitatis* Blumb., *Bos primigenius* Boj., *Equus germanicus* Nehr., *Ursus spelaeus* Rosenm. und in verschiedenen Fällen durch eine Menge kleiner Steppennager charakterisiert sind. Ältere Funde, die das Zusammenvorkommen des Rentiers mit einer mittel- oder altdiluvialen Fauna beweisen, dürfen daher größeres Interesse beanspruchen. Ein solches Vorkommen ist kürzlich durch W. O. Dietrich[1] mitgeteilt worden; es handelt sich um das Fragment

[1] W. O. Dietrich, Neue fossile Cervidenreste aus Schwaben. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 66. Jahrg. 1910.

einer Abwurfstange, die aus den älteren, dem II. Glazial—Interglazial angehörenden Schottern von Steinheim stammt. Es war dies der erste Nachweis des Rentiers in einer Fauna mit *Elephas trogontherii* Pohl. und bis auf das im folgenden beschriebene Stangenfragment von *Rangifer* aus den Kiesen von Süßenborn überhaupt der älteste Fund. Die vorliegende Stange (s. Fig. 1) grub ich im Sommer 1908 ca. 8—10 m unter der Oberfläche an der Südwestwand einer der östlichen Schottergruben bei Süßenborn aus. Die Erhaltung des Stückes war mäßig. Ich fand es in völlig erweichtem Zustand, so daß es nur in vielen kleinen Fragmenten geborgen werden konnte. Da alle Bruchstücke gut aneinander paßten,



Linke Stange von *Rangifer* cf. *tarandus* Gray. Innenseite ca. $\frac{1}{5}$.

machte die spätere Präparation keine Schwierigkeiten; nur an der Außenseite ist eine kleine Gipswand eingezogen.

Das Vorhandensein des Rosenstocks und eines Stirnbeinfragments erweisen das Stück als „schädelecht".

An der Zugehörigkeit der Stange zu *Rangifer* kann kein Zweifel bestehen; charakteristisch für die Art sind der niedrige Rosenstock und die schwach entwickelte, kaum geperlte Rose. Kurz über der Rose setzt der starke Augensproß an. Bei richtiger Stellung des Geweihs liegt er fast horizontal; seine obere Kontur in Profilansicht zeigt einen schwach bogenförmigen Verlauf, so daß er sich von der Ansatzstelle erst wenig nach oben, später etwas nach unten biegt. Nach vorn erstreckt er sich ziemlich gerade, mit einer schwachen Wendung nach außen. Von oben gesehen zeigt er in der Längsrichtung einen mäßig wellenförmigen Verlauf. Nach kurzer Entfernung vom Ansatz teilt er sich in zwei

Äste, einen schwächeren unteren mit mehr rundlichem und einen kräftigen oberen von ausgesprochen elliptischem Querschnitt. Beide sind an den Enden verletzt. Der obere entwickelt vorn eine breitere, vertikal stehende Fläche und nimmt dadurch die für den Augensproß des Rentiers so charakteristische „Beilform“ an. Ein Eissproß fehlt vollkommen. Die Hauptstange verläuft ohne Andeutung einer weiteren Sprosse in schwachem Bogen nach außen hinten. Der Querschnitt der Hauptstange wie auch der Augensprosse ist oval elliptisch, wie folgende Maße beweisen:

Zirkumferenz an der Rose	16,0	cm
„ des Hauptastes bei der Gabelung	13,3	„
Größter Diameter des Hauptastes kurz hinter der Rose	4,7	„
Kleinster „ „ „ „ „ „ „	3,2	„
Größter Diameter des Augensproß hinter der Rose . .	4,1	„
Kleinster „ „ „ „ „ „ . .	3,0	„
Länge des Hauptastes von der Rose aufwärts	28,7	„
Länge des Augensproß von der Rose bis zur Gabelung	7,8	„

Die Größendimensionen sprechen für ein starkes männliches Tier.

Bei der Frage nach der Arten- resp. Rassenzugehörigkeit dieses Stangenfragments müßte selbstverständlich in erster Linie Rutten's[1] *Cervus tarandus Diluvii* Rutt. in Betracht gezogen werden. Diese Rasse soll sich von der rezenten Form durch den „fehlenden oder rudimentären Okularsproß“ unterscheiden. Nun hat erstens Martin[2] an einem größeren rezenten Vergleichsmaterial vom skandinavischen Ren nachgewiesen, daß gerade in der Entwicklung des Augensproß das lebende Ren große Schwankungen zeigt, daß sogar die rechte und linke Stange eines Geweihs darin variieren; während rechts ein Augensproß gut ausgebildet ist, fehlt er links vollkommen und umgekehrt. Zweitens zeigen die meisten Rentierstangen aus deutschem Diluvium einen wohl entwickelten Augensproß, jedenfalls in diesem Verhalten kaum größere Schwankungen als das rezente Ren. Wenn auch das Vorhandensein einer diluvialen Rentierrasse, deren Augensproß nur schwach entwickelt ist oder fehlt, welche also die bei Cerviden allgemeine Regel bestätigen würde: — ältere Formen sprossenärmere, jüngere Formen sprossenreichere Geweihe — wohl möglich wäre, so müßten wir doch bestimmt erwarten, daß gerade die ältesten Geweihe dies „primitive“ Merkmal am stärksten und am typischsten entwickelt zeigten. Und das ist nicht der Fall. Die Stange aus dem II. Glazial—Interglazial von Steinheim zeigt

[1] L. M. R. Rutten. Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Dissertationsschrift. Utrecht 1909. p. 70.

[2] K. Martin, Über *Rangifer tarandus* aus Niederland. 1909. Koninkl. Acad. v. Vetensch. te Amsterdam.

neben einer Eissprosse den Ansatz einer wohlansgebildeten Augensprosse, die Stange aus dem I. Interglazial—II. Glazial von Süßenborn besitzt eine sehr starke Augensprosse bei allerdings fehlendem Eissproß. *Cervus tarandus Diluvii* Rutt. fällt also erstens vollständig in die Variationsbreite des *Rangifer tarandus typicus*; zweitens hat das Merkmal, welches für diese Rassenabtrennung ausschlaggebend war, durch ältere Funde in keiner Weise eine phylogenetische Begründung erfahren; es ist vielmehr bei rezenten wie bei fossilen Formen in dem Grad seiner Ausbildung großen Schwankungen unterworfen.

Cervus tarandus Diluvii Rutt. ist zu streichen. Für einen Vergleich mit dem Süßenborner Stangenfragment deckt sich diese Rasse vollkommen mit *Rangifer tarandus* Gray.

Nachdem sich das Fehlen oder Vorhandensein des Augensproß zur Unterscheidung diluvialer und rezenter Rentiere als unbrauchbar erwiesen hat, sind zur Beurteilung der vorliegenden Stange noch zwei Merkmale auf ihren Wert für stammesgeschichtliche Fragen zu untersuchen: Fehlen oder Vorhandensein des Eissproß, spezielle Gestaltung der Augensprosse.

Wie ich schon oben betonte, fehlt dem Süßenborner Geweih der Eissproß. Nach Martin kann aber wie die Augensprosse so auch die Eissprosse beim rezenten Ren „einseitig auftreten", so daß darin kein Unterschied vom rezenten skandinavischen Ren gefunden werden darf.

Gestalt, Biegung und Grad der Abplattung des Augensproß sind bei rezenten Formen so wechselnd, daß man auch hier kaum berechtigt ist, von „spezifischen" Eigentümlichkeiten des Süßenborner Stangenfragments zu sprechen. Etwas abweichend vom skandinavischen Ren ist allerdings der gedrungene, plumpe Bau der Augensprosse und der bogenförmige Verlauf ihrer oberen Kontur. Allein auf diese Eigentümlichkeit bei nur einem Stangenfragment eine altdiluviale Mutation zu begründen, halte ich nicht für statthaft. Ich bezeichne die Form als *Rangifer cf. tarandus* Gray.

Der Nachweis des Rentiers in der Fauna von Süßenborn und weitere paläontologische und geologische Momente, die ich in einer anderen Arbeit[1] ausführlich erörtert habe, sprechen dafür, daß die Bildung der Schotter von Süßenborn noch nicht abgeschlossen war, als die Eismassen der II. Vereisung nach Süden vorrückten, daß ein Teil der Schotter und der darin enthaltenen Fauna also glazialen Alters ist.

[1] W. Soergel, *Elephas trogontherii* Pohl. und *E. antiquus* Falc., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums wird in den Palaeontographica erscheinen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 21. März unter dem Vorsitz von Prof. W. J. Lewis.

Prof. W. J. Lewis: Über Mr. Solly's Beobachtungen am Wiltshireit im Jahre 1903. Wiltshireit ist identisch mit dem Mineral, das Mr. Solly der Gesellschaft am 17. November 1903 vorzeigte und beschrieb und das er nachträglich Rathit α nannte, von dem aber bis jetzt noch keine vollständige Beschreibung veröffentlicht worden ist.

R. H. Solly: Zwei neue Mineralien vom Binnental in der Schweiz. Beide sind wahrscheinlich Sulfarsenide von Blei, sie sind bleigrau und geben einen schokoladefarbigen Strich. Eines, das rhomboedrisch-diploedrisch ist, mit einem Winkel $111 : 100 = 38^0 18'$, ist wahrscheinlich isomorph mit Trechmannit, während das andere wohl rhombisch ist, mit einem Winkel $100 : 110 = 58^0 18'$, aber meßbare Endflächen wurden nicht beobachtet.

J. B. Scrivenor: Mitteilungen über Zinnstein von der Malaienhalbinsel. Zinnstein, von einer Mine zu Gopeng enthält Ilmenit und Magneteisen und wird vom Magnet gezogen; er findet sich auch gemengt mit Turmalin pseudomorph nach einem hexagonalen Mineral, wahrscheinlich Quarz.

Arthur Russell: Bemerkungen über das Vorkommen von Dundasit in Derbyshire und Co. Galway, und von Bertrandit in Cornwall. Dundasit wurde in der Mill Close-Grube, Wensley, Derbyshire aufgefunden als schneeweiße Kugeln, begleitet von Greenockit, Flußspat, Weißbleierz, Zinkspat etc., und auf der Clements-Bleigrube, Carrowgarriff, bei Maam, Co., Galway, mit Allophan und Weißbleierz. Bertrandit wurde in tafelförmigen Kristallen auf alten Zinkblendestufen von Wheal Vor, Breage, Cornwall beobachtet, und als Drillinge von mehr wie 4 mm Länge auf einer Stufe von Wheal Metal, Breage, Cornwall, die im Jahre 1870 dem British Museum als Albit übergeben worden war; im letzteren Fall waren die Kristalle ähnlich denen von Pisek in Böhmen, die von C. Vrba beschrieben worden sind.

Dr. J. Drugman: Über Quarzzwillinge. Die möglichen Arten von Zwillingsbildung am Quarz wurden besprochen mit besonderer Berücksichtigung des rhomboedrischen Typus, von dem ein Beispiel vorgezeigt wurde.

J. V. Barker: Kristallographische Mitteilungen. Zwei neue, an Kristallen von Inosit gefundenen Formen bestätigen

den von Fedorow vermuteten hypohexagonalen Charakter der Symmetrie. Die rhomboedrische Modifikation des Kalisalpeters gibt nicht, wie der Natronsalpeter, orientierte Verwachsungen mit Spaltungsstücken von Kalkspat. Die Kristalle sind sehr unbeständig und gehen sehr leicht in die gewöhnliche rhombische Form über. Eine Parallelverwachsung von Calciumchromat mit dem isomorphen Gips wurde erhalten. Neue Formen wurden am salpetersauren Harnstoff beobachtet, die das Achsenverhältnis b : c vorläufig zu berechnen erlaubten; die Kristalle haben starke Doppelbrechung und sind, wenn sie in einem Tropfen wachsen, fast immer Zwillinge.

Besprechungen.

E. Sommerfeldt: Die Kristallgruppen nebst ihren Beziehungen zu den Raumgittern. 79 p. Mit 50 Textfiguren und 14 Stereoskopaufnahmen. Dresden, Th. Steinkopff, 1911.

Verf. will in die Lehre der Kristallstruktur nicht nur Chemiker, sondern auch Botaniker und Zoologen einführen, die er zu diesem Zwecke auf den ersten 7 Seiten des Buches mit den Haupteigenschaften der Kristallpolyeder bekannt zu machen sucht. Statt mit Haüy's Gesetz beginnt Sommerfeldt — entgegen der historischen Entwicklung der Kristallographie — mit den ohne dieses Gesetz doch recht unmotiviert erscheinenden verschiedenen Achsenkreuzarten und Achsenlängeneinheiten. Die kurze Beschreibung der Symmetrie wird trotz ihrer Eindeutigkeit ohne Figuren dem Außenseiter schwer verständlich sein. Sommerfeldt's Zuordnung regelmäßiger Körper bezw. Polygone zu den einzelnen Kristallsystemen mag didaktische Vorteile besitzen. Die Schilderung der 14 Raumgitter wird durch ebensoviele Paare stereoskopischer Abbildungen unterstützt, welche auch die Bravais'schen Grundkörper in entsprechender Orientierung mitenthalten. Der Hauptteil des Buches besteht in der von 50 Figuren begleiteten Beschreibung von einfachen, nicht ineinandergestellten Raumgittern, welche dadurch die Symmetrie aller 32 Symmetrieklassen annehmen, daß man in ihre Eckpunkte kleine Massenpolyeder von geeigneter Symmetrie und geeigneter Orientierung — im allgemeinen nicht alle einander parallel — hineinsetzt. Ersetzt man jene Polyeder durch deren Polfiguren und jeden Pol durch ein Massenteilchen, so gelangt man offenbar z. T. zu Sohncke's aus ineinandergestellten Gittern bestehenden Systemen. Gegenüber Fedorow's und Schoenflies' allgemeinsten Anordnungen kommt Sommerfeldt zwar mit einfacheren Gruppierungen aus, dagegen muß er betreffs der Symmetrie der Massenteilchen speziellere Annahmen machen.

Die Fig. 31 und 36 scheinen mir unrichtig zu sein, da sie Gegenschraubensysteme darstellen sollen, während in der Zeichnung alle Schrauben gleichen Windungssinn besitzen.

Johnsen.

H. E. Boeke: Die Anwendung der stereographischen Projektion bei kristallographischen Untersuchungen. 58 p. mit 57 Textabbildungen und einer lithographischen Tafel. Berlin, Bornträger, 1911.

Verf. beschreibt zunächst die Theorie der stereographischen Projektion, die Darstellung gegebener Winkel und die Auswertung dargestellter Winkel, mit und ohne Wulff'sches Netz; ferner Ermittlung des Grundachsenverhältnisses aus den Projektionen der 3 Pinakoide und der Grundpyramide; es folgt daraus die Darstellung einer Fläche auf Grund gegebener Achsenschnitte oder auch auf Grund gegebener Indizes sowie die Indizesbestimmung einer dargestellten Fläche. Jene „graphische Kristallberechnung" wird sodann für alle 6 Systeme durchgeführt; die Graphik läßt gewisse Fehler in der Berechnung sofort erkennen. Das Kristallzeichnen mit Hilfe der stereographischen Projektion nach Stöber-Penfield gestaltet sich bei Verwendung des Wulff'schen Netzes besonders einfach, ebenso das Zeichnen von Kristallzwillingen. Den Schluß bildet die stereographische Ermittlung von Auslöschungsrichtungen einachsiger und zweiachsiger Kristalle.

Die Pole werden durch Länge und Polardistanz festgelegt, welche man mittels Theodolithgoniometers direkt, sonst aber auch leicht indirekt erhält.

Nebenbei werden Konstruktion des Wulff'schen Netzes, Verwendung von Kreisbogenlineal und Handhabung von Dreispitzzirkel kurz auseinandergesetzt.

Das Buch dürfte, auch infolge der vielen hübschen Figuren, besonders in den Übungen mit Erfolg zu benutzen sein.

Johnsen.

G. Friedel: Leçons de cristallographie. Paris bei A. Hermann et fils. 1911. 310 p. Mit 383 Textfiguren.

Das Buch ist für die Zöglinge der Ecole des Mines in St. Etienne bestimmt und soll als Einleitung für die Vorlesungen über Mineralogie dienen. Es wird, diesem praktischen Zweck entsprechend, alles fortgelassen oder nur kurz erwähnt, bloß eine theoretische Bedeutung hat und alles wird so einfach als möglich, so gut es geht, ohne Zuhilfenahme ausgedehnter mathematischer Entwicklungen dargestellt. Den Anfang macht die geometrische Kristallographie, deren Behandlung ganz den früheren Arbeiten des Verf.'s auf diesem

Gebiet entspricht (126 p.). Hierauf folgt die physikalische Kristallographie, wobei hauptsächlich die Optik Berücksichtigung findet (82 von 97 p.). Weitere Abschnitte behandeln Zwillinge, Verwachsungen und Deformationen, Isomorphismus und Dimorphismus. Anhangsweise sind die Grundzüge der Strukturtheorie von SCHÖNFLIESS mitgeteilt. In einem ausführlichen Vorwort setzt der Verf. seine Ansichten über die Behandlung der Kristallographie als Einleitung in der Mineralogie auseinander. Es ist nicht wenig, was von den Bergakademikern in St. Etienne auf diesem Gebiet verlangt wird und es ist interessant, davon in dem vorliegenden Werk Kenntnis nehmen zu können. Leider läßt die Ausstattung, namentlich was die Figuren betrifft, zu wünschen übrig.

Max Bauer.

Alfred Himmelbauer: Chemie und Mineralogie für die vierte Klasse der Gymnasien und Realgymnasien (Österreichs). Wien bei F. Tempsky. 1911. 112 p. Mit 1 Tafel Kristallnetze und 113 Textfiguren.

Das gut ausgestattete Büchlein gibt einen kurzen Lehrgang der Chemie unter besonderer Berücksichtigung der physikalischen Chemie nach OSTWALD. Daneben spielt die Mineralogie eine untergeordnete Rolle. Die wichtigsten Mineralien sind nach ihrer chemischen Zusammensetzung an passenden Orten aufgeführt und ebenso deren allgemeine Eigenschaften an geeigneten Stellen im Vorbeigehen entwickelt.

Max Bauer.

Personalia.

Am 5. Juni d. J. starb in Karlsbad nach schwerem Leiden **Victor Uhlig**, o. ö. Professor der Geologie in Wien. Das N. Jahrb. f. Min. etc. verliert in ihm einen der ältesten Mitarbeiter, der bei ausgedehntester Forschertätigkeit stets die Zeit fand, über die Fortschritte seiner Wissenschaft zu berichten. In den Referaten, die UHLIG seit 1885 geschrieben hat, ist eine solche Fülle von eigenem Wissen verarbeitet, daß sie als dauernde Bereicherung unserer Literatur über den Jura, die untere Kreide und die Ammoniten anzusehen sind.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Eine Bemerkung zu der Mitteilung von O. Mügge über einen Eisenkiesel von Suttrop bei Warstein.

Von **R. Brauns** in Bonn.

In diesem Centralbl. 1911. No. 7 hat O. Mügge eine kleine Mitteilung über einen Eisenkiesel von Suttrop bei Warstein veröffentlicht, in der er sich am Schluß (p. 196) gegen das wendet, was ich in meiner Arbeit über den Eisenkiesel von Warstein (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXI. p. 447. 1906) über die Verdrängung von Eisenkiesel durch Chalcedon gesagt hatte. Mügge sagt dagegen: „Eine solche Verdrängung von Quarz durch Chalcedon ist mir nicht gerade wahrscheinlich, denn nach vielen Erfahrungen (sehr nahe gleiche Dichte, Brechung und Doppelbrechung, gleiche Änderung derselben wie bei der Umwandlungstemperatur von α- in β-Quarz) scheint doch Chalcedon nicht eine vom α-Quarz verschiedene Modifikation, sondern nur eine abweichende Ausbildungsart desselben zu sein. . . . Chalcedon scheint vielmehr da zu entstehen, wo das SiO_2 nicht direkt aus dem gelösten in den kristallinen Zustand übergeht, sondern aus der Umwandlung des Hydrogels hervorgeht.“ Mügge hat hierbei übersehen, daß sich meine Bemerkungen nicht auf die Verdrängung von reinem Quarz, sondern auf die von Eisenkiesel durch Chalcedon beziehen, und daß die Beziehungen der faserigen Kieselsäuren zu Opal und Chalcedon bald nach Veröffentlichung meiner Arbeit durch von mir veranlaßte Untersuchungen von H. Hein weiter verfolgt worden sind (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. p. 182—231. 1908), welche genau das ergeben haben, was Mügge hier anführt — was z. T. aber auch schon von andern gefunden war —, nämlich daß Chalcedon und Quarzin mit Quarz im Wesen identisch und alle drei nur verschiedene Ausbildungsformen desselben Minerals sind, daß Chalcedon sich oft sekundär entwickelt und aus Opal hervorgeht, daß die Tendenz der Entwicklung dahin geht, daß sich aus dem Opal ein feinkörniges oder feinfaseriges Produkt bald als Chalcedon, bald als Quarzin bildet und aus diesen wieder Quarz hervorgeht etc. So besteht zwischen den Darlegungen Mügge's und meiner in den Schlußsätzen von Hein's Dissertation zum Ausdruck gebrachten Anschauung über die Beziehungen der faserigen Kieselsäuren zu Quarz keine Differenz, sondern volle Übereinstimmung.

Die Tatsache, daß der Quarz des Eisenkiesels durch Chalcedon verdrängt ist, dürfte daraus zu erklären sein, wie ich in meiner Abhandlung auf p. 464 auch andeute, daß der durch das reichlich beigemengte Eisenhydroxyd inhomogene Eisenkiesel weniger beständig war als reiner Quarz; nicht solcher ist von Chalcedon verdrängt worden, sondern nur der Eisenkiesel, während klarer Quarz, nach Chalcedon, sich auf dessen Kosten gebildet hat.

Wenn somit kein Zweifel mehr darüber bestehen kann, daß sich Chalcedon aus Opal entwickelt und Chalcedon nach bestimmten Richtungen faserig entwickelter Quarz ist (und meist aus gedrillten Fasern besteht), so bleibt doch über die Entwicklungsbedingungen beider noch manches aufzuklären, ich weise hier nur auf die mit Chalcedon überzogenen Quarzkristalle mit gekerbten Kanten aus dem Nahetal hin, mit deren Untersuchung ich seit längerer Zeit schon beschäftigt bin und über die ich demnächst berichten zu können hoffe.

Daß die Beobachtungen Hein's über die Faserstruktur der Achate und deren sekundäre Entwicklung mit den Annahmen Liesegang's über die Entstehung der Achate (dies. Centralbl. 1910. No. 19. p. 593—597) vortrefflich übereinstimmen, sei hier nebenbei erwähnt.

Die Quarzkeratophyre Attikas.

Von **Carl Renz.**

Die ersten hellenischen Quarzkeratophyre und ihre Tuffe sind mir in der Argolis und auf der Insel Hydra begegnet.

Nachdem Herr Prof. L. Milch in Greifswald die petrographische Untersuchung und Bestimmung dieser Gesteine durchgeführt hatte, traf ich die Keratophyre auch in Attika an.

Die Beschreibung des geologischen Auftretens der griechischen Quarzkeratophyre und der petrographischen Beschaffenheit der peloponnesischen Vorkommen ist inzwischen im Neuen Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 496—534 erschienen [1].

Die hellenischen Quarzkeratophyre und Keratophyrtuffe sind älter als die in höherem Niveau auftretenden Quarzkonglomerate und jüngeren obercarbonischen bezw. altdzadischen Schiefer- und Grauwackenzonen mit ihren Fusulinen-, Schwagerinen- bezw. Fusulinellenkalkeinlagerungen; sie besitzen also ein zum mindesten altcarbonisches, höchst wahrscheinlich aber schon devonisches Alter.

Das Studium der attischen Keratophyre und ihrer Tuffe hat Herr Prof. Milch trotz des ihm vorliegenden Materials meiner Sammlung Herrn K. Ktenas in Athen überlassen, da jener Herr

---

[1] L. Milch und Carl Renz, Über griechische Quarzkeratophyre. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 496—534.

inzwischen eine Bearbeitung der gleichen Gesteine Attikas angekündigt hatte. Die attischen Proben stimmen indessen mit denen der Argolis und der Insel Hydra überein.

An die Entdeckung der attischen Keratophyre knüpfte sich nun eine polemische Erörterung[1] über die Priorität zwischen Herrn Ktenas und mir.

In Beantwortung eines in dies. Centralbl. 1911. No. 2. p. 46—47 erschienenen Angriffes des Herrn Ktenas hebe ich vor allem nochmals hervor, daß nicht ich, sondern Herr Prof. Milch die attischen und überhaupt die griechischen Keratophyre bestimmt hat. Ich selbst bin nur insofern interessiert, als die von Herrn Prof. Milch untersuchten Gesteine meiner Sammlung angehören.

Mir persönlich kann es aber, soweit nur meine wissenschaftlichen Bestrebungen in Betracht kommen, absolut gleichgültig sein, ob Herr Prof. Milch oder Herr K. Ktenas die attischen Eruptivgesteine als Quarzkeratophyre erkannt hat.

Ebenso gleichgültig ist diese „Priorität" für Prof. Milch, der die Erkennung eines Keratophyrs im Dünnschliff für jeden, der sich mit petrographischen Untersuchungen beschäftigt, für selbstverständlich hält und der nur die peloponnesischen Keratophyre und Keratophyrtuffe, die bei ihrer Bestimmung petrographisch interessante Verhältnisse erkennen ließen, beschrieben hat.

Für die vorwiegend stratigraphischen Untersuchungen, die ich in Griechenland betreibe, hat die ganze Keratophyrfrage überhaupt nur eine untergeordnete Bedeutung. Die Zeiten sind ja längst vorüber, in denen man glaubte, Eruptivgesteine auch für weit entfernte Gebiete gewissermaßen als „Leitgesteine" benutzen zu können.

Das einzige, was ich in der ganzen Sache für mich persönlich in Anspruch nehme, ist die Altersbestimmung der attischen Keratophyre, was mir ja auch Herr K. Ktenas in seiner Mitteilung in den Bull. soc. géol. de France (1909. (4.) IX. p. 6) ausdrücklich konzediert hat.

Wenn somit das Objekt, um das sich der Prioritätsstreit dreht, für mich nur von ganz und gar nebensächlicher Bedeutung ist, so muß ich doch nochmals auf die Sache zurückkommen, weil die Polemik des Herrn Ktenas den Anschein zu erwecken sucht, als ob ich die vorliegende Literatur nicht genügend beherrschen oder beachten würde.

---

[1] K. Ktenas, Über die eruptiven Bildungen des Parnesgebirges in Attika. Dies. Centralbl. 1909. p. 557 als Bemerkung auf meine Mitteilung in dies. Centralbl. 1909. p. 84. Carl Renz, Der Nachweis von Carbon und Trias in Attika. — Ferner Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1910. No. 13. p. 421. — Ferner K. Ktenas, Die peloponnesische Überschiebungs- und nochmals die attische Keratophyrfrage. Dies. Centralbl. 1911. No. 2. p. 46.

Herr Ktenas stützt nämlich seinen Prioritätsanspruch auf eine in seinem Selbstverlage zu Athen gedruckte vorläufige Mitteilung.

Wenn Herr Ktenas etwas in seinem Selbstverlage publiziert, so ist das in erster Linie natürlich sein Privatvergnügen.

Will er einer solchen Schrift allgemeine Geltung verschaffen, so muß er sie den Interessenten überreichen und in einem der Allgemeinheit zugänglichen Referatenwerk referieren.

Da beides nicht geschehen ist und ich somit keinerlei Möglichkeit hatte, von der Existenz einer solchen Schrift Kenntnis zu nehmen und mich über deren Inhalt zu informieren, so lehne ich es ab, mich auf diese Sache weiter einzulassen, wie ich das auch bereits in einer früheren Diskussion [1] getan habe.

Im vorliegenden Falle bleibt es sich also auch ganz gleichgültig, ob die betr. Mitteilung des Herrn Ktenas in griechischer oder in einer anderen Sprache verfaßt ist, ob sie in Athen, Paris, Berlin oder sonst wo gedruckt wurde; es handelt sich lediglich darum, daß ihr Druck im Selbstverlage unter Umständen erfolgte, die einem Ausschluß der Öffentlichkeit gleichkommen.

Herr Ktenas kann hierbei nicht einmal geltend machen, daß ihm die Möglichkeit gefehlt habe, seine Untersuchung an wissenschaftlich anerkannter Stelle zu publizieren, denn so gut er seine Sache nach meinen vorausgegangenen Mitteilungen [2] in diesem Centralblatt und in den Bull. soc. géol. de France untergebracht hat, hätte er es auch schon zu der Zeit erreichen können, als er seine vorläufigen Ergebnisse in Athen im Selbstverlage drucken ließ.

Ich will in diesem speziellen Fall gar nicht bezweifeln, daß das Manuskript des Herrn Ktenas tatsächlich zu der angegebenen Zeit gedruckt wurde; sollte jedoch ein solches Verfahren allgemein Platz greifen, so würde in Zukunft das Auffinden derartiger Literatur und die Kontrolle bei Prioritätsstreitigkeiten einfach unmöglich werden. Es wäre jedenfalls wünschenswert, wenn einmal, wie z. B. auf dem Internationalen Geologenkongreß, festgelegt würde, unter welchen Modalitäten und bis zu welchem Grade derartige Schriften bei Prioritätsfragen etc. anzuerkennen sind.

[1] Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1910. No. 13. p. 421.

[2] Carl Renz, Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. de France. 1908. (4.) 8. p. 519 und Carl Renz, Der Nachweis von Carbon und Trias in Attika. Dies. Centralbl. 1909. No. 3. p. 84. Herr Ktenas publizierte die attischen Keratophyrvorkommen nach mir in denselben Blättern, und zwar im Bull. soc. géol. de France 1909. (4.) 9. p. 6 und in dies. Centralbl. 1909. p. 557. Nachdem Herr K. Ktenas sich selbst jeweils auf meine vorangegangenen Mitteilungen bezogen hat, ist es nicht verständlich, warum es nun gerade eine Verdächtigung sein soll, wenn ich das gleiche bemerkte.

Abwehr der Angriffe W. Kranz' gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten.

Von **W. Branca** und **E. Fraas.**

(Schluß.)

III. Angriffspunkte Kranz' gegen unsere theoretische Erklärung der Riesenphänomene und Zurückweisung derselben.

a) Zuerst ein Nebensächliches. Kranz betont, daß er „auf Grund der älteren Forschungen von Sandberger und der jüngeren von Branca und E. Fraas" auf ein obermiocänes Alter der Riesbildungen „geschlossen" habe. Das scheint uns indessen doch eine nicht gerechtfertigte Ausdrucksweise zu sein. Die Sache ist vielmehr die: Wir haben zuerst das obermiocäne Alter für das Ries festgestellt, nachdem wir anfänglich auf mittelmiocänes geschlossen hatten, und Kranz ist es gewesen, der sich dann später unserer Ansicht angeschlossen hat. Was übrigens die Eruptionen von Urach anbetrifft, so ist es dort Miller[1] gewesen, der zuerst ihr obermiocänes Alter festgestellt hat, nicht aber Kranz.

Kranz legt Gewicht darauf, daß jetzt durch einige Stücke Süßwasserkalkes mit Landschnecken, sowie mit *Planorbis cornu* var. *subteres* und *Limnaeus pachygaster* der Beweis geliefert sei, daß am Ries, am Dobelberg nordwestlich von Wemding, schon vor der obermiocänen Riesbildung Süßwasser vorhanden gewesen sei. Das reiche, von Cand. Schneid gesammelte Material ergibt eine Fauna, die zwischen der der *Rugulosa*- und *Crepidostoma*-Kalke (oligocäne Süßwasserkalke der Alb) steht. Nach den Mitteilungen von Herrn Schneid handelt es sich aber gar nicht um anstehende ungestörte Ablagerungen, sondern um eine Blockanhäufung vom Charakter der Bunten Breccie nur mit viel Jura und Tertiär.

Derartiges haben wir übrigens längst als ganz selbstverständlich betont. Es wäre doch recht wunderbar, wenn es in dem großen Riesgebiete und seiner Umgebung nicht zu allen Zeiten, also auch vor Entstehung der Riesereignisse, geregnet haben sollte. Wir nahmen daher an, daß fließende Gewässer und Erosion sich schon vor der Eruption wahrscheinlich tief in das Herz des Riesgebietes hineingefressen hätten. Warum also sollten nicht auch Süßwasserschnecken schon vor der Riesbildung im Ries gelebt und dort abgelagert worden sein?

Die Sache ist so absolut selbstverständlich, daß wir nicht verstehen, wie das von irgendwelchem Belang sein sollte für die Angriffe, die Kranz gegen unsere Arbeiten richtet. Wenn das Riesgebiet durch einen mehrköpfigen Lakkolith hochgepreßt wurde,

[1] Dies. Centralbl. 1901. p. 133.

so versteht es sich, daß eben alles, was sich auf dem hochgepreßten Gebiet befand, hochgehoben wurde, d. h. also, das ganze Gebiet mit Berg und Tal, mit stehendem und fließendem Wasser, mit Land- und Süßwasserschnecken, lebenden wie fossilen!

β) Einen vermeintlichen Beweis dafür, daß die so große überschobene Buchbergscholle[1] nur durch eine Explosion, nicht aber zugleich auch durch Abrutschen von einem Riesberge an Ort und Stelle gelangt sein könne, glaubt Kranz in dem von uns nachgewiesenen Sattelbau der überschobenen Buchbergmasse sehen zu können. Dieser Einwand von Kranz ist jedoch in dreifacher Hinsicht ein verfehlter:

Einmal haben wir ja schon selbst bereits Explosionen mit zu Hilfe genommen! Wenn also wirklich nur durch den Seitendruck der Explosion eine solche Zusammenschiebung der überschobenen Scholle hätte erfolgen können, dann hätten ja unsere Explosionen das ebensogut getan haben können wie die Kranz'sche. Es war mithin unlogisch, das gegen unsere Erklärungsweise geltend zu machen.

Zweitens aber nimmt, wie wir zeigen werden, Kranz tatsächlich ebenfalls außer der Explosion einen Berg an und spricht ebenfalls von Abrutschungen von demselben (p. 475 sub η). Wie kann er da die wirkende Kraft der letzteren ausschalten?

Drittens endlich ist Kranz' Behauptung, nur durch eine Explosion — d. h. also: nicht auch durch Abrutschung — könne eine solche Zusammenschiebung erfolgt sein, an sich ganz unrichtig. Auch durch Abrutschen von einem Berge kann ganz selbstverständlich, besonders stark an der Stirn, eine Stauung der abgerutschten Massen (besonders der hier meist tonigen Doggermassen) und damit eine Zusammenschiebung derselben zu einer Falte eintreten. Bekanntlich hat Reyer, schon vor langer Zeit, ganz allgemein auf die Möglichkeit des Entstehens von Gebirgsfaltungen im großen durch ein solches Abrutschen auf schräg geneigter Fläche und in sehr viel größerem Maßstabe, als das im Buchberg der Fall ist, hingewiesen und experimentell gezeigt, wobei er freilich noch durchnäßte Massen im Auge hatte.

γ) Sodann macht Kranz gegen unsere Ansicht geltend, daß durch die Explosion einer sehr flach gelegenen unterirdischen Wasseransammlung ein Trichter mit sehr flachen Wänden entstanden sei und daß auf dieser sehr sanft ansteigenden Fläche der Buchberg und die anderen Schollen überschoben worden seien. Wir selbst haben ja die Möglichkeit eines solchen Vorganges bereits ins Auge gefaßt und auf die Unterschiede von zerschmetternd und von schiebend wirkenden Explosionen hingewiesen[2]. Unser Gedankengang war der folgende:

---

[1] Sie liegt oben auf der Alb, am Westrande des Rieses.

[2] Vorries. p. 21.

Wir hatten das ehemalige Vorhandensein eines Magmaherdes angenommen, der entweder „bis unter den Granit oder bis in diesen“ aufgestiegen wäre. Kranz nimmt das gleichfalls an, verlegt aber diesen Magmaherd in den Granit, nämlich „unterhalb der Grenzfläche zwischen Granit und Keuper“. Selbstverständlich wissen weder Kranz noch wir, in welchem Niveau der Schmelzherd sich befunden habe, daher scheint uns unsere weiter und vorsichtiger gefaßte Ausdrucksweise die bessere zu sein. Da nun der Granit nicht wie Schichtgesteine gefaltet und etwa auf solche Weise ein präformierter Hohlraum für den Lakkolith gebildet werden konnte, so bleiben für die Entstehung des entsprechenden Hohlraums im Granit nur die Möglichkeiten:

Entweder Aufschmelzung; Kranz verwirft diese wohl?, jedenfalls tut er ihrer keine Erwähnung. Oder der Schmelzfluß hat sich die Höhle geschaffen, indem er den Granit hochhob und sie im selben Maße erfüllte, als er sie bildete. Oder aber beides war miteinander verbunden, insofern, als bei der Einschmelzung des Granites eine Volumenvermehrung eintrat, infolge deren eine Emporpressung der Decke sich vollzog. Sauer hat ja Beweise geliefert, daß im Ries der Granit tatsächlich mehr oder weniger eingeschmolzen worden ist.

Auf diese oder jene Weise entstand unserer Ansicht nach der Riesberg. Das ist auch ein durch das Verhalten vieler Lakkolithe beglaubigter Vorgang; denn überall da, wo in einem **ungefalteten** Schichtensystem (Nordamerika) Lakkolithe stecken, können sie doch ganz unmöglich! in von dem Faltungsprozesse präformierte Hohlräume eingedrungen sein, sondern müssen notwendig sich selbst erst diese Hohlräume geschaffen haben, indem sie die Schichten hochhoben und zwischen dieselben sich drängten bezw. gedrängt wurden.

δ) Kranz bestreitet alle nicht von der Faltung bedingten Hebungen, aber damit kann er ihr Vorhandensein ebensowenig aus der Welt schaffen wie das jener anderen Hebungen, welche bei Schollenüberschiebungen vor sich gehen.

Wenn nun, so folgerten wir weiter, das Magma den Hohlraum erfüllte, so blieb in letzterem natürlich kein Platz für eine Wasseransammlung, deren Explosion dann hätte erfolgen können. Die Wasseransammlung mußte also höher liegen. Kranz verlegt dieselbe in die Kalke des Jura. Er meint also nicht etwa offene Wasserbecken im Riesgebiete, sondern eine Wasseransammlung in Höhlen des Malm. In diesen Malmkalken aber kennen wir, heute wenigstens, gewiß nicht so ungeheure große Höhlen voll Wasser, wie sie nötig gewesen wären, um — wie Kranz will — ein Gebiet von nicht weniger als 25 km

Durchmesser und einen Schichtenkomplex von 1000 m Mächtigkeit allein durch eine Explosion bloßzulegen, bergan abzuschieben und weithin zu überschieben. Warum aber sollten wohl damals so sehr viel gewaltigere Höhlen und Wasseransammlungen vorhanden gewesen sein, als heute der Fall ist? Ein Grund dafür ist absolut nicht zu finden. Indessen, wir wollen einmal — gegen alle und jede Wahrscheinlichkeit — annehmen, daß damals dennoch so gewaltige Höhlen, mit Wasser erfüllt, im Albkörper gewesen wären.

Kranz läßt nun diese im Malm angesammelten Wassermassen auf tektonischen Spalten hinab auf den Magmaherd rinnen. Wenn er es auch nicht ausdrücklich sagt, so kann er zweifellos nur offene Spalten meinen: Also Spalten, die durch die mächtigen Tone des Malm, Dogger, Lias, Keuper, und z. T. noch in den Granit hinein weit offen geblieben sein sollen: denn das ist die natürliche Konsequenz von Kranz' Annahme, daß „unterhalb der Grenzfläche zwischen Keuper und Granit“ die Explosion erfolgt sei. Wenn nämlich diese Spalten nicht offen und nicht weit offen blieben, dann konnte das Wasser nur in so geringen Mengen in die Nähe des Schmelzflusses gelangen, daß es unmöglich so Gewaltiges wirken konnte; denn für eine so riesige Wirkung gehören entsprechend riesige Wassermassen, die auf einmal explodieren, nicht aber allmählich. In diesem hochgradigen Klaffen der Spalten und in der Gleichzeitigkeit des Explodierens in allen Spalten auf einmal liegt aber, unseres Erachtens, eine Schwierigkeit der Kranz'schen Anschauung, die sich nicht überwinden läßt.

Versetzen wir uns indessen trotzdem einmal auf den — für uns unhaltbaren — Boden der Kranz'schen Annahme: Die Spalten reißen auf, klaffen weit, erfüllen sich mit Wasser. In den mit Wassser erfüllten Spalten wird das Wasser schnell erhitzt, es steigt auf, erhitzt die Wasseransammlung in den riesigen Höhlen, deren kaltes Wasser entsprechend hinabsinkt. Das Wasser verwandelt sich schließlich in Dampf, explodiert und wird aus den ja offenen Spalten nach oben hin herausgeschleudert und fliegt in die Hauptwasseransammlung im Malmkalk, welche auch explodiert.

Der Malmkalk allein ist es also, der bei der Kranz-schen Annahme in die Höhe fliegt, bezüglich seitwärts geschoben und überschoben wird, nicht aber trifft das auch die Tone des unteren Malm, des Dogger, Lias, Keuper, event. auch den Granit. Durch diese alle setzen ja nur die Spalten hindurch und in diesen befindet sich nur eine kleine Wassermasse, und diese schießt zudem nach oben hin in die Höhlen hinein, nicht aber seitwärts. Denn wenn wir jede dieser Spalten mit einem Kanonenrohre vergleichen — aus einem solchen fährt doch der Schuß nach oben heraus. Die Folge davon ist mithin, daß das Nebengestein der Spalten,

diese meist tonigen Massen des Malm, Dogger, Lias, Keuper, sowie die Sandsteine des letzteren und eventuell der Granit durch die Explosion zwar etwas zerdrückt und zerrüttet werden, nicht aber, daß diese ebenfalls auf schräger Fläche bergan geschoben werden.

Wollte man nun anstatt solcher Wasseransammlungen riesigsten Umfanges im Malmkalk etwa an offene Wasserbecken im Riesgebiete denken — da die Erosion, wie wir zeigten, wahrscheinlich schon tief in das Riesgebiet eingedrungen gewesen ist, so kann sehr wohl ein größeres Wasserbecken schon vor den vulkanischen Ereignissen dort gebildet worden sein —, dann wäre vollends das Wasser nur aus den oben offenen Spalten nach oben hin in den oben offenen See herausgepufft und hätte dort das Wasser in mächtigen Strahlen in die Höhe geschleudert, ohne irgendwelche nennenswerte Überschiebung dadurch zu erzeugen. Derartiges könnte man also vollends nicht im Auge haben, und Kranz hat ja daran auch nicht gedacht.

Aber es kommt noch eine weitere, viel größere Schwierigkeit hinzu. Wenn ein Gebiet von 25 km Durchmesser, wie Kranz will, durch eine Explosion von Wasser, das auf Spalten in die Tiefe dringt, plötzlich herausgeschoben werden soll, so kann das höchstens gedacht werden als Folge einer einzigen ungeheuren Explosion. Dazu müßten aber die „tektonischen" Spalten, auf denen das Wasser in die Tiefe gelangte, plötzlich aufgerissen sein, plötzlich müßte das Wasser nach unten gestürzt sein, sich in allen den vielen Spalten gleichzeitig erhitzt und gleichzeitig, wie auf Kommando bei einem Geschütze oder bei einer Mine, müßte der Schuß losgegangen sein.

Indessen, tektonische Spalten reißen, bis sie zu solchem Umfange und solchem weiten Klaffen gediehen sind, doch wohl nur allmählich auf und dadurch hätte es eben nicht zu einer einzigen übergewaltigen, sondern zu einer Mehrzahl nacheinander erfolgender kleinerer Explosionen notwendig kommen müssen. Diese aber hätten dann niemals eine so gewaltige Wirkung ausgeübt haben können, wie Kranz sie will.

Eher vielleicht hätte gerade mit unserer Annahme der Aufpressung durch Lakkolithe und der dadurch bedingten völligen Zerberstung und Zerrüttung des ganzen Gebietes ein ziemlich plötzliches Abfließen der Wässer, die in diesem Kalkgebiete unterirdisch steckten, in großen Massen sich vollzogen haben können, wodurch dann eine große Explosion erfolgt sein konnte. Aber wir legen darauf keinerlei Gewicht, denn unsere Annahme bietet den großen Vorzug, daß sie eine ganze Reihe nacheinander erfolgender und an den verschiedensten Orten des gehobenen Gebietes sich vollziehender Explosionen ermög-

licht, wodurch bald hier, bald da, bald größere, bald kleinere Teile des aufgepreßten und völlig zerrütteten Gebietes zum Abfahren gebracht wurden.

ε) Fassen wir nun zusammen. Auch wir haben ja eine bezw. eine Anzahl starker Explosionen als mitwirkend angenommen. Aber der große Unterschied in den beiderseitigen theoretischen Erklärungsversuchen ist doch der:

Bei Kranz soll die Explosion alles allein leisten; bei uns wirkt die Explosion im Verein mit dem Bergabhange, sie hat also nur eine den mehr oder weniger kräftigen Anstoß gebende Rolle. Kranz braucht ferner eine überaus große Wassermasse, von der man nicht weiß, wo sie sich angesammelt haben soll. Wir dagegen brauchen nur kleinere Wassermassen, wie sie dem Tatsächlichen, heute Vorhandenen entsprechen.

Kranz braucht ferner eine einzige, ungeheure, wie auf Kommando erfolgte Explosion; wir dagegen brauchen nur kleinere Explosionen, die zudem nacheinander und an verschiedenen Orten erfolgt sein können.

Kranz braucht sodann erstens plötzlich aufreißende und zweitens sehr weit klaffende Spalten, um das Wasser auf einmal zur Explosion bringen zu können. Wir brauchen das in viel geringerem Grade.

Bei Kranz ist überdies das plötzliche weite Klaffen der Spalten nur infolge tektonischer Bewegungen zu erklären, bei uns dagegen ist es leicht verständlich, da das ganz unregelmäßig und allmählich aufgepreßte Gebiet durch die Aufpressung völlig zerborsten und zertrümmert war.

Man sieht, daß unsere Ansicht sehr viel günstiger dasteht als die von Kranz.

ζ) Einen weiteren, schweren Einwurf glaubt Kranz damit gegen uns machen zu können, daß er bei unserer Erklärungsweise einen „unglaublich hohen Riesberg“ von „5—6000 m Höhe“ für „erforderlich“ erklärt, was dann natürlich zu einem Unsinn und damit zu einer Unmöglichkeit unserer Erklärungsweise führt. Wir haben aber von einem solchen „unglaublichen“ Unsinn kein Wörtchen gesagt! Kranz vielmehr hat es getan und ihn uns untergeschoben und damit einen künstlichen scheinbaren Beweis gegen unsere Ansicht zu gewinnen versucht, der flüchtige Leser blenden könnte.

Es ist bekanntlich ein sehr bequemes dialektisches Mittel, seinen Gegner ad absurdum zu führen, indem man ihm unhaltbare Ansichten unterstellt und diese dann, natürlich siegreich, angreift. Aber man schlägt damit in Wirklichkeit doch nicht den Gegner, der solches gar nicht gemeint hat, sondern nur sich selbst. Hat man etwa bisher je gehört, daß ein Berg 5—6000 m hoch

sein müsse, damit Bergstürze bezw. Abrutschungen möglich werden?

Wir haben ferner niemals behauptet, daß die überschobenen Massen vom Zentrum dieses Rieses herrührten, sondern ganz im Gegenteil haben wir ausdrücklich gesagt, daß sie von der Peripherie, von den randlichen Teilen des Riesberges herrühren, während im Herzen des letzteren die Erosion sich bereits tief eingeschnitten habe, so daß es hier gar nichts mehr gab, das abrutschen konnte.

Wir haben endlich auch gesagt, daß vielleicht nicht ein einziger sehr großer Lakkolith, sondern eine Mehrheit von solchen, also kleineren Lakkolithen, in der Tiefe injiziert worden sei, so daß dann das von diesen emporgepreßte Riesgebiet, zudem da es schon stark erodiert war, eine ganz unregelmäßige, in Schollen zerbrochene Masse gewesen sein dürfte.

Kranz hätte also nur zu lesen brauchen, wie wir uns den Riesberg und wie wir uns die Abrutschungen von demselben gedacht haben, dann würde er nicht einen so „unglaublichen", 5 bis 6000 m hohen Berg als angeblich notwendige Konsequenz unserer Ansichten hingestellt und gesagt haben: „Ehe wir eine so unwahrscheinliche Annahme machen, lohnt es sich wohl, nach anderen Ursachen zu suchen." Aber wir haben diese Annahme gar nicht gemacht, Kranz brauchte also **darum** nach gar keiner anderen Ursache zu suchen.

η) Aber die, schon nach allem Obigen sehr ungünstige Position, in die Kranz sich durch seine Angriffe gebracht hat, wird völlig unhaltbar gemacht dadurch, daß ein rätselhafter Widerspruch in seinen Ausführungen zutage tritt. Kranz widerspricht sich ja vollständig: Auf der einen Seite nimmt er nur eine große Explosion an, die alle diese Riesphänomene erzeugt habe, und greift uns an, daß wir außer der Explosionskraft auch noch eine Bergbildung für nötig halten. Auf der anderen Seite aber nimmt er, genau wie wir, nicht bloß Explosion, sondern auch noch Bergbildung an, wenn er auch niemals von einer solchen, sondern immer nur von einem „Horst" spricht. Wie völlig Kranz sich unsere Vorstellung von dem Vorhandensein eines Berges zu eigen gemacht hat — obgleich er den Berg bekämpft — geht auf das schlagendste aus nicht weniger als vier verschiedenen Umständen hervor:

Erstens gibt er zu, daß vielleicht auch „Abrutschungen und Schlammströme" an der Entstehung der Überschiebungen mitgewirkt haben; und da nun Abrutschungen und Schlammströme niemals bergauf, sondern stets nur bergab an der Erdoberfläche laufen, so ist allein schon durch diese Worte Kranz' bewiesen, daß er ebenfalls einen Berg im Sinne hat.

Zweitens erklärt Kranz das Riesgebiet für einen „Horst";

und ein Horst ist doch wahrlich ein Gebirgsstück, das als Berg über seine Umgebung hervorragt, oder, falls abgetragen, mindestens einmal geragt hat.

Drittens zeichnet Kranz deutlich und unverkennbar einen Berg in seiner Abbildung, um seinen Horst darzustellen. Er schreibt sogar die Zahlen, aus denen sich die Höhe seines Horstberges ergibt, auf seine Abbildung[1], und aus dieser geht hervor, daß er einen Berg zeichnet und im Sinne hat, der sich nicht weniger als 1000 m hoch über seine Umgebung erhob, was er auch noch an anderer Stelle[2] ausdrücklich betont.

Viertens weist Kranz zur Kennzeichnung des Umstandes, daß im Rieskessel der Granitboden desselben noch heute in zu hohem Niveau liegt — genau mit unseren eigenen Worten auf das scheinbare Paradoxon hin, „daß der Ries k e s s e l eigentlich ein B e r g ist", wie wir gesagt hatten, während Kranz das nur umschreibt, indem er sagt, „daß der Rieskessel eigentlich ein H o r s t sei". Der ganze Unterschied zwischen unseren beiderseitigen Anschauungen schrumpft folglich dahin zusammen, daß wir den Riesberg als durch Hebung (Lakkolith) entstanden auffassen, Kranz durch Senkung (Horstbildung).

Wie aber Kranz es erklären und beweisen will, daß aus dem sonst doch so wenig gestörten Tafelgebirge der Alb zwei kreisrunde Horste — der eine von ca. 25 km, der andere von ca. 1 km Durchmesser — herausbrechen und stehen bleiben konnten, während rings um diese herum das ganze Tafelgebirge absank, das ist uns unerfindlich. Es wird auch wohl schwerlich kein Geolog sich davon überzeugen lassen. Ohne weiteres brechen doch aus einer solchen langen Tafel wie die Alb nicht zwei kreisrunde Horste heraus und zumal nicht ein so winziger, wie es der Klosterberg im Steinheimer Becken ist.

Man sieht also, daß die ganze Polemik, welche Kranz gegen uns führt, weil wir zur Erklärung der Riesphänomene Bergbildung und Explosion für nötig halten, während er angeblich nur eine Explosion als genügend erachtet, in diesem ihrem Hauptpunkte absolut gegenstandslos wird, da Kranz ja selbst beides, Explosion und Bergbildung, allerdings ohne es zuzugestehen, annimmt. Kranz glaubt sich auf E. Suess'[3] Standpunkt zu stellen,

[1] Weitere Bemerkungen zur geol. Übersichtskarte. p. 14. Skizze 1 a.

[2] Auf p. 17, l. c.

[3] Wie alles, was E. Suess gedacht und geschrieben hat, von einem großen, einheitlichen Gedanken durchdrungen ist, so auch seine Erklärung der Riesphänomene: Der Granit ist weder faktisch (durch einen Lakkolith) noch scheinbar (Horst) gehoben, sondern er liegt darum im Riesgebiete in einem höheren Niveau als ringsum, weil er dort eine inselförmige Erhebung auf dem damaligen Meeresboden bildete. Die Aus-

der nur eine große Explosion als Ursache der Riesbildung annimmt; in Wirklichkeit aber, in seinen Ausführungen entgleitet ihm dieser Standpunkt unter seinen Füßen, so daß er sich notgedrungen auf den unseren stellt. Indem er die Vorstellung von einem Berge so stark angreift, bekämpft er ja sich selbst! Das ist, ohne jede Spur von Übertreibung, der nackte Tatbestand.

Wir stehen in dieser Beziehung vor einem Rätsel. Die Annahme, daß Kranz diesen diametralen Widerspruch zwischen dem, was er auf der einen Seite behauptet, und dem, was er auf der anderen sagt und zeichnet, nicht bemerkt haben sollte, wäre doch eine Lösung, die wir nicht machen dürfen. Wir haben also keine Lösung dieses Rätsels und können nur die Tatsache feststellen, daß Kranz sich durch seine Neigung, anderer Arbeiten anzugreifen, hier in eine unentwirrbare Lage gebracht hat.

Bemerkungen über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas.

Von Dr. **Carl Burckhardt**.

In einer Abhandlung über die Fauna der Spitischiefer hat V. Uhlig[1] eingehend die faunistischen Beziehungen der Spitifauna behandelt und dabei auch die Verhältnisse des „südandinen Reiches“ der Jura-Kreidezeit, welches nach ihm von Texas bis Patagonien reichen soll, besprochen. Bei dieser Besprechung (p. 67—78) ist nach meinem Dafürhalten das russisch-boreale Faunenelement des südandinen Reiches zu sehr unterschätzt worden. Denn da Uhlig die nahe Verwandtschaft der von mir zu *Neumayria* Nikitin gestellten Formen mit russischen Arten bezweifelt, da er ferner die Virgatiten Mexikos und besonders der Kordillere, allerdings z. T. mit gewissem Vorbehalt, zur mediterranen Gruppe der Virgatosphincten stellen möchte, und da er endlich *Craspedites*, *Polyptychites* und *Simbirskites* nicht besonders erwähnt, so könnte

---

räumung des ganzen über dem Granit abgelagerten Sedimentgebietes geschah durch eine gewaltige Explosion, welche die Massen bergauf oben auf die Alb schob. Wir haben im vorhergehenden alle die Gründe dargelegt, die uns doch für eine Hebung des Riesgebietes und gegen eine alleinige Wirkung einer riesigen Explosion von Wassermassen zu sprechen scheinen, also für einen komplizierten Vorgang.

Aber das, was Kranz als angebliche Ansicht E. Suess' vertritt, ist ja in Wirklichkeit gar nicht dieses Autors Ansicht, sondern lediglich die ein wenig modifizierte unsrige.

[1] V. Uhlig, Die Fauna der Spitischiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. d. Mat.-nat. Klasse der k. Akademie der Wiss. Wien. 85. 1910. p. 531.

es scheinen, als wäre das boreale Element im sogen. südandinen Reich bloß durch Aucellen vertreten.

Da ich den angeführten Ansichten Uhlig's nicht beipflichten kann, halte ich es für nützlich, die Aufmerksamkeit der Fachgenossen neuerdings auf die Bedeutung des russisch-borealen Faunenelements in Jura und Unterkreide Mexikos und Südamerikas hinzulenken.

Nur in einem Punkte kann ich Uhlig beistimmen, in seiner Beurteilung meiner zu *Neumayria* Nikitin gestellten Formen von Mazapil (*N. Ordoñezi* nob. und *N. profulgens* nob.). In der Tat dürften diese Formen besser von der russischen *Fulgens*-Gruppe getrennt gehalten werden. Übrigens habe ich ja bereits in meiner Monographie über die Fauna von Mazapil auf gewisse Unterschiede in der Lobenlinie hingewiesen [1]. Was Mexiko betrifft, muß ich ferner zugeben, daß den ganz vereinzelten Polyptychiten und Simbirskiten keine große Bedeutung zugeschrieben werden kann. *Simbirskites* ist in der Tat nur in einem einzigen Exemplar im oberen Portland von San Pedro del Gallo gefunden worden [2], während der einzige *Polyptychites* mit nordischer Verwandtschaft im Valangien von Mazapil (Boletin 23. l. c. p. 186. pl. 40 fig. 6) gesammelt wurde [3]. Erwähnt muß jedoch werden, daß nach R. Douvillé's Angaben [4] neuerdings mehrere Polyptychiten und Simbirskiten in der Unterkreide von Neuquen (argentinische Kordillere) gefunden worden sind.

Von größter Bedeutung in der uns beschäftigenden Frage sind aber jedenfalls die Aucellen, Virgatiten und Craspediten.

Auf die **Aucellen** des Oberjura Mexikos brauche ich nicht näher einzugehen, da dieselben auch bei Uhlig (l. c. p. 69) zum borealen Element gezählt werden. Ich will aber doch nicht unterlassen neuerdings darauf hinzuweisen, daß es sich keinesfalls um einige vereinzelte Formen handelt, sondern um außerordentlich zahlreiche Vorkommnisse. So bilden Verwandte der *Aucella Pallasi* Keys. eine förmliche Aucellenbank im Kimmeridge der Sierra de Santa Rosa bei Mazapil, wovon sich die Teilnehmer an der Nordexkursion des X. Internationalen Geologenkongresses an Ort und

[1] C. Burckhardt, Faune jurassique de Mazapil. Boletin d. Inst. geol. de Mexico. No 23. 1906. p. 9—10.

[2] C. Burckhardt, Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Dies. Centralbl. 1910. No. 19. 1. Okt. p. 628.

[3] Die von E. Böse (Neue Beiträge zur Kenntnis der mexikanischen Kreide. Dies. Centralbl. 1910. No. 19. 1. Okt. p. 618 u. 619) zitierten fragmentären Polyptychiten aus der Sierra de Symon dürften wohl eher zu *Spiticeras* gehören, weil bei ihnen die Rippen und Einschnürungen am Externteil stark nach vorn gezogen sind.

[4] R. Douvillé, Sur des Holcostephanidés et quelques autres fossiles rapportés du territoire du Neuquen par M. Récopé. Bull. Soc. géol. de France. 4me. sér. t. 9. 1909. No. 5—6. p. 293.

Stelle überzeugen konnten. So finden wir in San Pedro del Gallo (BURCKHARDT, Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko, l. c. p. 627 u. 628) außerordentlich zahlreiche Aucellen in zwei Niveaus (im Kimmeridge Formen, die ebenfalls der *A. Pallasi* KEYS. nahestehen, und in der *Durangites*-Zone des Oberportland individuenreiche Arten aus der Gruppe der *Aucella mosquensis* KEYS. in LAHUSEN). Auch aus Catorce kennen wir bekanntlich seit NIKITIN und DEL CASTILLO und AGUILERA zahlreiche Aucellen (vergl. meine Neuen Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko, l. c. p. 627, Fußnote 1), und kürzlich habe ich in der an der Grenze der Staaten Coahuila und Zacatecas gelegenen Sierra del Canutillo eine Aucellenbank des Kimmeridge ausgebeutet, die Hunderte von Aucellen lieferte.

Eingehendere Besprechung verdienen die **Virgatiten** Mexikos und der argentinischen Kordillere, weil UHLIG diese Formen, wie gesagt, lieber zu *Virgatosphinctes* stellen möchte (UHLIG, l. c. p. 69, 71, Fußnote 4). UHLIG stützt sich hierbei besonders auf NIKITIN (UHLIG, l. c. p. 37) und glaubt, daß sich die amerikanischen Formen wegen der „einfachen regelmäßigen Gabelrippen der inneren Windungen" eher an *Virgatosphinctes* anschließen. Wenn man die von UHLIG angezogene Notiz NIKITIN's[1] allein zu Rate zieht, so könnte man allerdings glauben, daß die inneren Umgänge aller Virgaten der Wolgastufe, im Gegensatz zu den Virgatosphincten mit ihren Gabelrippen, durch dreispaltige Rippen ausgezeichnet wären. NIKITIN schreibt nämlich (l. c. p. 133) wörtlich: „Die inneren Umgänge aller dieser (von UHLIG jezt zu *Virgatosphinctes* gestellten) Formen haben immer zweispaltige Rippen, während an den Ammoniten der unteren Wolgastufe gerade das Gegenteil beobachtet wird: die inneren Umgänge der meisten derselben haben eine dreiteilige Berippung und an den äußeren gehen die Rippen in den Typus der Biplexformen über." Allein schon ein flüchtiger Blick in die bekannte Monographie MICHALSKI's[2] belehrt uns sofort eines Besseren. Wenn wir insonderheit die hier zunächst in Betracht kommende Gruppe des *Perisphinctes Zarajskensis* bei MICHAŁSKI in Text und Bild näher ins Auge fassen (vergl. MICHALSKI, l. c. p. 417—442), so zeigt sich klar, daß die dreiteilige, resp. virgatotome Berippung nicht die „inneren", sondern die „mittleren" Windungen der russischen Typen charakterisiert, und daß diesem mittleren Stadium ein jugendliches mit biplicaten und bidichotomen Rippen vorangeht. Man vergleiche zu dem Gesagten besonders

---

[1] S. NIKITIN, Einige Bemerkungen über die Juraablagerungen des Himalaya und Mittelasiens. N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. II. p. 116, vergl. p. 133.

[2] A. MICHALSKI, Die Ammoniten der unteren Wolgastufe. Mém. du Comité géologique de Russie. Vol. VIII. No. 2. deutsch 1894, russisch 1890.

folgende Figuren in Michalski's Monographie: Taf. 5 Fig. 6 und 7 *P. scythicus*; Taf. 7 Fig. 1 c und 2 ebenfalls *P. scythicus*; Taf. 9 Fig. 1 und 2 a—d *P. apertus*, und man gestatte mir, folgende Stellen aus demselben Werk wörtlich zu zitieren. Michalski schreibt p. 425: „Die inneren Windungen von *P. scythicus* sind den entsprechenden bei *P. Zarajskensis* ganz ähnlich" .... ein Unterschied besteht „hauptsächlich darin, daß das dem virgatodichotomen vorangehende Stadium mit sehr regelmäßigen biplicaten Rippen .... an den inneren Windungen von *P. scythicus* bis zu einem beträchtlich größeren Durchmesser anhält als bei *P. Zarajskensis.*" Derselbe Autor gibt (l. c. p. 436) folgende zusammenfassende Darstellung der Entwicklung der Skulptur bei der Gruppe des *P. Zarajskensis*: „Die Gruppe wird charakterisiert 1. durch die perisphinctenähnliche Skulptur der jugendlichen Windungen, 2. am weiter ausgebildeten Teile der jugendlichen Windungen durch die mehr oder weniger deutlich hervortretende Gruppierung der biplicaten Rippen zu Bündeln von bidichotomem Typus, die bisweilen sehr intensive Entwicklung erreichen und ein selbständiges, klar abgegrenztes Stadium bilden, dessen Stelle bei den undicht berippten Formen von biplicaten, sehr regelmäßig verzweigten Rippen eingenommen wird, 3. durch die virgatodichotome Anordnung der Zweige in den vielteiligen Bündeln, die die mittleren Windungen bedecken, 4. dadurch, daß die vielverzweigten Bündel an den erwachsenen Windungen anfänglich durch biplicate, sodann aber auch bisweilen durch Einzelrippen ersetzt werden."

Wer diese von Michalski so trefflich geschilderte ontogenetische Entwicklung der Skulptur der Gruppe des *Virgatites scythicus* vorurteilsfrei mit der Skulpturentwicklung der andinen und mexikanischen Virgaten, wie sie von mir geschildert worden ist[1], vergleicht, wird die vollkommene Analogie in beiden Fällen nicht verkennen. Mein *V. scythicus* aus der Kordillere zeigt die Stadien 2—4 Michalski's (vergl. meine Beiträge, l. c. Taf. 7 Fig. 1 und 2); mein *V.* aff. *apertus* die Stadien 2—3, während Stadium 4 unvollständig erhalten ist (vergl. ibid. l. c. Taf. 7 Fig. 12); mein *V. mexicanus* aus Mazapil zeigt Stadien 2—3 (vergl. Bol. 23 l. c. pl. 31 fig. 5—9), während *Virgatites* sp. aus dem Unterportland von Symon (vergl. meine Neuen Untersuchungen über Jura und Kreide, l. c. p. 631) Stadien 3 und 4 in schönster Ausbildung zeigt. Das erste, embryonale Stadium ist an unseren Stücken nicht zu sehen, wie es ja auch nur selten an russischen Exemplaren beobachtet werden kann.

---

[1] C. Burckhardt, Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. Palaeontographica. **50.** 1903. p. 42—49; — Faune jurassique de Mazapil. Boletin d. Inst. geol. de Mexico. **23.** l. c. p. 115—119

Es sei hier noch daran erinnert, daß der Typus der Lobenlinie der amerikanischen Virgaten mit ihrem schwach ausgebildeten Nahtlobus durchaus mit dem Lobentypus der russischen *Scythicus*-Gruppe übereinstimmt.

Somit dürfte nach dem Gesagten wohl nicht mehr zweifelhaft sein, daß meine als *V. scythicus*, *V.* aff. *apertus* und *V. mexicanus* beschriebenen Arten und wohl auch die als *V.* aff. *Quenstedti* bestimmte Form echte Virgaten sind. Ein Zweifel ist nur betreffs der als *V. dorsoplanus* und *V. australis* aus der Kordillere beschriebenen Formen möglich, und ferner könnte die Identität der argentinischen und russischen Arten in Frage gestellt werden. Als ich einige Virgatiten der Kordillere mit den russischen identifizierte, stand ich stark unter dem Einflusse meines verehrten Lehrers Geheimrat v. Zittel, welcher von der Ähnlichkeit der russischen und argentinischen Formen in höchstem Grade überrascht war. Heute würde ich wohl eher neue Spezies aufstellen — doch ist das ja eine sekundäre, nomenklatorische Frage [1]. Mit der Ansicht, daß im Oberjura Mexikos und der Kordillere echte Virgaten auftreten, stehe ich glücklicherweise nicht allein. Aus Mexiko (Catorce) hat bekanntlich lange vor mir Nikitin Virgaten zitiert [2] und meiner Entdeckung von Virgaten im andinen Oberjura sind neuerdings die durch O. Haupt und R. Douvillé [3] beschriebenen Virgatenfunde daselbst gefolgt [4].

---

[1] Vergl. Fußnote 1, p. 478.

[2] S. Nikitin, Einiges über den Jura in Mexiko und Zentralasien. N. Jahrb. f. Min. etc. 1890. II. p. 273.

[3] O. Haupt, Beiträge zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Kordillere. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. 1907. p. 187. — R. Douvillé, Sur des Holcostephanidés etc. l. c. p. 293.

Bei dieser Gelegenheit erwähne ich, daß R. Douvillé neuerdings (C. R. sommaire des séances de la Soc. géol. de France. 7. Nov. 1910. No. 16. p. 157) ausdrücklich meine Bestimmung der argentinischen Formen als *Virgatites* annimmt, was aus folgenden Sätzen (l. c. p. 159) hervorgeht: „Nous ferons remarquer que la genre *Ataxioceras* (nach Douvillé wäre *Ataxioceras Fontannes* synonym mit *Virgatosphinctes* Uhlig, was mir etwas zweifelhaft scheint) voisine à Mazapil et dans la région du Rio Neuquen avec de véritables *Virgatites* .... Dacqué a voulu récemment ranger ces deux espèces (gemeint sind *V. scythicus* und *mexicanus* nob.) dans le genre *Virgatosphinctes*, mais pour nous elles sont nettement différentes. Le tronc ancien *Ataxioceras* aurait donc coexisté au Mexique avec sa branche latérale *Virgatites*, tandis que cette dernière l'aurait complètement remplacé dans le Portlandien russe."

[4] (Während der Drucklegung zugefügte Note.) Während der Drucklegung erhielt ich die definitive Arbeit R. Douvillé's über Ammoniten aus Neuquen (R. Douvillé, Céphalopodes argentins, Mém. Soc. géol. de France, Paléontologie, t. XVII, fasc. 4. Mém. no. 43, 1910). Darin werden mehrere andine Virgatiten beschrieben (l. c. p. 7—10, Pl. I). Einige Exemplare

Was endlich die mexikanischen **Craspediten** betrifft, so fanden sich dieselben in Mazapil im Kimmeridge und sind also, gemäß unseren heutigen Kenntnissen, älter als die verwandten russischen Arten der oberen Wolgastufe. Außerdem ist richtig, daß auch in Schwaben und Franken ähnliche Formen existieren, was E. Haug (Traité de Géologie. t. II, 2. p. 1074) kürzlich mit Recht hervorhob. Trotzdem sind gerade die Beziehungen unserer Formen zu Arten der oberen Wolgastufe so überraschend enge, daß ihre boreale Verwandtschaft unverkennbar ist. Gerade diese nahe, an Identität grenzende Verwandtschaft hat mich daran verhindert, die in Betracht kommenden Formen zu beschreiben, bevor ich reichliches russisches Material vergleichen kann, und dasselbe gilt auch für die mexikanischen Aucellen. Bisher habe ich nur zwei Craspediten aus dem Kimmeridge von Mazapil bekanntgemacht, von denen der eine, *Craspedites mazapilensis* nob. dem

---

werden *Virgatites andesensis* genannt und mit meinem *Virgatites scythicus* (Beitr. l. c. p. 45) identifiziert, für meinen *Virgatites* aff. *Quenstedti* wird mit Recht der neue Name *Virgatites Burckhardti* vorgeschlagen, während andere Stücke mit *Virgatites australis* nob. und *V. mexicanus* nob. identifiziert werden. Die Ähnlichkeit der von Douvillé zu *V. mexicanus* nob. gestellten Stücke mit den typischen Exemplaren aus Mazapil ist in der Tat eine große. Dagegen scheint mir die Identität von Douvillé's *V. andesensis* mit meinem *V. scythicus* nicht erwiesen. Meine Stücke aus der Kordillere von Mendoza (vergl. außer Beitr. l. c. Pl. 7 fig. 1—8, besonders „Profils géol. transv. de la Cordillère“ in Anales del Museo de La Plata, sección geol. II, 1900, Pl. 25 fig. 6—8), für die ich den neuen Namen *Virgatites mendozanus* vorschlage, scheinen dem russiscben *V. scythicus* näher zu stehen als Douvillé's Stücke; sie zeigen andere Zuwachsverhältnisse als letztere und nähern sich der russischen Art, von der sie aber jedenfalls spezifisch zu trennen sind, auch durch zahlreichere Zweige der hier deutlicher ausgeprägten virgatotomen Bündel des mittleren Altersstadiums (3—4; bei Douvillé nur 2—3). Daher trifft Douvillé's Angabe, daß sich die Skulpturentwicklung der argentinischen Stücke von derjenigen des russischen *V. scythicus* dadurch unterscheide, daß „la phase à faisceaux de côtes nombreuses n'existe pas“ (l. c. p. 8) für den von mir beschriebenen *V. mendozanus* nicht oder jedenfalls nur in geringerem Grade zu als für *V. andesensis*. Übrigens variiert die Zahl der Zweige der Rippenbündel des virgatotomen Stadiums auch an russischen Stücken, wie die verschiedenen Figuren des *V. scythicus* bei Michalski klar zeigen. In den Hauptzügen ist jedenfalls die Skulpturentwicklung bei *V. scythicus Vischn.* in Michalski einerseits und bei *V. mendozanus* nob. sowie *V. mexicanus* nob. anderseits dieselbe, denn man beobachtet, wie ich oben zeigte, stets ein Jugendstadium mit zwei- bis dreispaltigen Rippen (Stadium 2), dann ein mittleres Stadium mit virgatotomen Bündeln, deren Zweige allerdings an Zahl variieren (bei *V. mendozanus* und *V. mexicanus* beobachtet man meist 3, selten 4 Zweige, bei *V. scythicus* gewöhnlich 4, seltener 3 und 5 Zweige; Stadium 3), und endlich ein erwachsenes Stadium, an dem biplicate Rippen auftreten (Stadium 4).

russischen *C. okensis* d'Orb. außerordentlich nahesteht (vergl. Bol. 23, l. c. p. 100. pl. 17 fig. 1—4). Ich sammelte aber außerdem in Mazapil noch mehrere vorzüglich erhaltene *Craspedites*-Arten, von denen eine sich ebenfalls an *C. okensis* anschließt, eine weitere große, mit Wohnkammer erhaltene Form *C. subditus* Trautsch. und in geringerem Grade auch *C. suberinus* v. Ammon sp. nahesteht, während sehr zahlreiche kleinere Exemplare sich überaus enge an *C. fragilis* Trautsch. anschließen. Erwähnen möchte ich bei dieser Gelegenheit, daß auch von Catorce ein *Craspedites* vorliegt, während in San Pedro del Gallo (Durango) bisher keine hierher gehörigen Formen und auch keine Virgatiten gefunden wurden, so daß das Zitat bei Aguilera (Aperçu sur la Géologie du Mexique. C.-R. de la Xème sess. du Congr. géol. intern. 1907. t. I. p. 234), welches bereits in Haug's Traité (l. c. p. 1110) übergegangen ist, auf einem Irrtum beruhen muß.

Mexiko, 8. Februar 1911.

Ueber die sogen. borealen Typen des südandinen Reiches.

Von **V. Uhlig.**

Im Jahre 1890 machte S. Nikitin[1] bekanntlich die interessante Mitteilung, daß im Jura Mexikos Aucellen und Virgatiten, also Charaktertypen der russisch-borealen Provinz Neumayr's, enthalten sind. Diese Nachricht rief damals ein nachhaltiges Aufsehen hervor und viele erblickten in diesem unerwarteten Funde zunächst einen besonders harten Stoß gegen Neumayr's klimatische Zonen der Jurazeit.

Die Bedeutung dieses Vorkommens borealer Typen im äquatorialen Gebiete schien beträchtlich zu wachsen, als K. Burckhardt[2] einige Jahre später auch einige argentinische Planulaten als Virgatiten bestimmte und schließlich schien sich eine förmliche boreale Invasion zu ergeben, als derselbe Autor[3] im Jahre 1906 zu den Virgatiten und Aucellen Mexikos noch einige andere boreale Ammonitentypen, und zwar *Neumayria* Nikitin (non Bayle), *Craspedites* Pavl., *Polyptychites* Pavl., *Simbirskites* Pavl. und *Cardioceras* Neum.-Uhl. hinzufügte. K. Burckhardt konnte ferner zeigen, daß die Aucellen in Mexiko in mehreren

[1] Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890. II. p. 273.

[2] Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. Palaeontographica. **50**. 1903. p. 42—49, 118—120.

[3] Faune jur. de Mazapil. Instituto geológico de México. Boletin. núm. 23. 1906.

Horizonten auftreten und eine ebenso reiche Formenmannigfaltigkeit erlangen, wie im borealen Stammlande[1].

Er unterschied auf Grund dieser Funde in Mexiko und in Argentinien neben dem mediterranen, mitteleuropäischen und indischen auch ein kräftiges boreales Faunenelement.

Zu weit über diesen Rahmen hinausgehenden Folgerungen führte es aber, als R. Douvillé boreale Typen nicht nur im Oberjura, sondern auch im Mittel- und Oberneocom Argentiniens nachgewiesen haben wollte, und zwar im Tithon Virgatiten, im Mittelneocom Polyptychiten und im Oberneocom Simbirskiten. Da die Unterkreide im südlichen Teile Nord- und im nördlichen Teile Südamerikas bekanntlich einen entschieden mediterran-äquatorialen Typus aufzeigt, so ergab sich ein auffallender Kontrast zwischen dem äquatorialen Neocom dieses Gebietes und dem borealen Neocom Argentiniens und Patagoniens. Es schien eine Bipolarität der borealen Typen zu bestehen, durch die sich offenbar E. Haug veranlaßt sah, für die Unterkreidezeit eine australe Provinz als Gegenstück zu Neumayr's borealer Provinz aufzustellen[2].

Nicht gegen die boreale Invasion, nur gegen die Zugehörigkeit der argentinischen und wohl auch einzelner mexikanischen für Virgatiten erklärten Formen zu dieser borealen Gattung, schienen mir vom rein paläontologischen Standpunkte aus Bedenken zu bestehen, denen ich in einem Referate Ausdruck zu geben mir erlaubt habe[3]. Ich habe ferner in meiner Arbeit „über die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung“[4] und in der Monographie der Spitifauna[5] diese Bedenken neuerdings wiederholt und auf die von Burckhardt als *Neumayria* Nikitin beschriebenen Formen ausgedehnt. Mein Standpunkt gegenüber *Virgatites* war aber kein schroff ablehnender, ich hob möglichst vorsichtig manches hervor, was zugunsten der Verwandtschaft der andinen Formen mit *Virgatites* zu sprechen schien, räumte sogar die Möglichkeit der Existenz dieser nordischen

---

[1] Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, daß die boreale Herkunft der Aucellen von Georg Böhm und K. Holdhaus, dem Bearbeiter der Bivalven der Spiti-Schiefer, nicht angenommen wird (vergl. G. Böhm, Grenzschichten zwischen Jura und Kreide von Kawhia, N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. I. p. 8). Ich will die Gründe von Böhm und Holdhaus nicht bekämpfen, sondern anerkenne, daß sie sehr wohl diskutabel sind, aber ich möchte vorläufig bis zur besseren Aufklärung des ersten Auftretens der Aucellen die alte Anschauung noch nicht völlig über Bord werfen.

[2] Traité de Géologie. II. p. 1229, 1364.

[3] Neues Jahrb. f. Min. etc. 1907. II. p. 470.

[4] Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-nat. Kl. 85. 1910. p. 599. (69).

[5] The Fauna of the Spiti shales. Palaeontologia Indica. ser. XV, vol. IV, fasc. 3. Kalkutta 1910. Genus *Virgatosphinctes*. p. 311—313.

Gattung ein und beschränkte mich auf die Behauptung, daß die andinen und mexikanischen Formen „sich wohl auch in den Rahmen der mediterranen und indischen Gattung *Virgatosphinctes* einreihen lassen“ [1]. An einer zweiten Stelle [2] bemerkte ich, daß in diesen Formen wohl nicht die boreale Gattung *Virgatites,* sondern die in der Tethys sehr verbreitete Gattung *Virgatosphinctes* vorliege. Im übrigen hatte ich nicht die Absicht, tiefer, als des Vergleiches halber notwendig war, in diese Frage einzudringen.

Da nun aber K. Burckhardt seine Auffassung der fraglichen mexikanischen und argentinischen Virgatiten nicht nur aufrecht erhält, sondern auch die Aufmerksamkeit der Fachgenossen unter Bekämpfung meines Standpunktes neuerdings auf die russisch-borealen Faunenelemente in Jura und Unterkreide Mexikos und Südamerikas hinlenkt, so sehe ich mich genötigt, die Grundlagen dieser Auffassung auch meinerseits einer näheren Auseinandersetzung zu unterziehen [3]. Auch mit Rücksicht auf die große Bedeutung, welche die betreffenden Formen namentlich durch die Folgerungen von R. Douvillé und E. Haug erlangt haben, wird diese Besprechung vielleicht nicht überflüssig sein. Der Zeitpunkt hiefür ist insofern günstig, als kürzlich die ausführliche, von Tafeln begleitete Beschreibung der Typen Douvillé's [4] erschienen ist, welche ein begründeteres Urteil gestattet, als die kurze, vordem veröffentlichte vorläufige Mitteilung [5] über diese Typen.

Ich werde mich zunächst mit den Einwürfen des Herrn Dr. K. Burckhardt beschäftigen und dann auf die Arbeit des Herrn Dr. R. Douvillé zu sprechen kommen.

I.

Burckhardt macht es mir zum Vorwurf, daß ich in meiner Arbeit über das Alter der Spiti-Schiefer das russisch-boreale Faunenelement des südandinen Reiches zu sehr unterschätzt hätte. Ich hätte

1. die nahe Verwandtschaft der von ihm zu *Neumayria* Nikitin gestellten Formen mit russischen Arten bezweifelt;

---

[1] Denkschriften. 85. p. 69.

[2] Denkschriften. 85. p. 71.

[3] Mein verehrter Kollege Dr. K. Burckhardt hatte die besondere Aufmerksamkeit, mir seinen Aufsatz über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas im Manuskript zuzusenden, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank abstatten möchte.

[4] Céphalopodes Argentins. Mém. Soc. géol. de France. Paléontol. XVII, fasc. 4.

[5] Sur des Céphalopodes et des Lamellibranches. Rapp. du Terr. de Neuquen (Argentine) par M. Récopé. C. R. somm. soc. géol. Fr. 1909. p. 89—91.

2. hätte ich die von ihm und E. Böse nachgewiesenen *Craspedites, Polyptychites* und *Simbirskites* nicht genannt;

3. möchte ich die Virgatiten Mexikos und besonders der Kordillere, allerdings z. T. mit gewissem Vorbehalt, zur mediterranen Gruppe der Virgatosphincten stellen.

Dadurch wäre der Anschein erweckt worden, wie wenn sich die borealen Beziehungen der südandinen Fauna auf das Vorkommen von Aucellen in Mexiko beschränkten. Den ersten Vorwurf zieht aber Dr. Burckhardt selbst zurück, indem er erklärt, daß die von ihm als *Neumayria* Nikitin bestimmten Formen in der Tat besser von der russischen *Fulgens*-Gruppe getrennt werden sollten. In diesem Punkte war sonach meine Auffassung vollständig gerechtfertigt[1].

Zum zweiten Punkte möchte ich zunächst daran erinnern, daß meine Arbeit das geologische Alter der Spiti-Fauna zum Hauptgegenstande hatte. Die darin enthaltene Analyse der südandinen Fauna wurde daher nicht um ihrer selbst willen, sondern wegen der Beziehungen zur Spiti-Fauna vorgenommen und daher brauchte auch eine erschöpfende Besprechung sämtlicher Formen weder erwartet noch gefordet zu werden.

Wenn ich daher von den Burckhardt'schen *Polyptychites, Simbirskites* und *Craspedites* nicht gesprochen habe, so geschah es keineswegs, um etwa diese Typen totzuschweigen, sondern weil mir einerseits die Richtigkeit dieser Bestimmungen sehr zweifelhaft erschien, und anderseits keine Nötigung vorlag, mich damit auseinanderzusetzen. Der Möglichkeit, daß außer Aucellen noch andere boreale Typen im südandinen Reiche vorhanden sein könnten, und der Tatsache, daß K. Burckhardt mehrere boreale Ammonitengattungen ausdrücklich aus Mexiko erwähnt, glaubte ich durch die auf p. 608 (78 meiner Arbeit) enthaltene Bemerkung: „Außerdem werden auch einige Ammoniten dem nordischen Elemente zugezählt“, genügend Rechnung getragen und mich entsprechend gedeckt zu haben.

Eine Nötigung, über diese Typen (*Polyptychites, Simbirskites* und *Craspedites*) zu sprechen, liegt für mich auch heute nicht vor; da aber Herr Dr. Burckhardt es wünscht, daß ich mich darüber äußere, so will ich mich dieser Aufgabe nicht entziehen.

Betreffs *Polyptychites* und *Simbirskites* finden wir in der letzten Notiz Burckhardt's folgende wörtlich zitierte Aussage: „Was

[1] K. Burckhardt hat zwei verschiedene Gruppen von Ammoniten als *Neumayria* Nikitin beschrieben: Im Jahre 1903 stellte er Formen aus der Verwandtschaft des *Ammonites rasilis* Opp. hierher (Beiträge, p. 55). Von diesen hat O. Haupt zutreffend gezeigt, daß sie nicht zu *Neumayria* Nikitin gehören (Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. p. 199). Ganz andere Formen sind es, die Burckhardt im Jahre 1906 als *Neumayria* Nikitin beschrieben hat. Auf diese letzteren bezog sich meine Ablehnung.

Mexiko betrifft, muß ich (Burckhardt) ferner zugeben, daß den ganz vereinzelten Polyptychiten und Simbirskiten keine große Bedeutung[1] zugeschrieben werden kann. *Simbirskites* ist in der Tat nur in einem einzigen Exemplar im oberen Portland von San Pedro del Gallo gefunden worden, während der einzige *Polyptychites* mit nordischer Verwandtschaft im Valangien von Mazapil gesammelt wurde.“ Diese Äußerung wird durch eine Anmerkung folgenden Inhalts ergänzt: „Die von Böse zitierten fragmentären Polyptychiten aus der Sierra de Symon dürften wohl eher zu *Spiticeras* gehören, weil bei ihnen die Rippen und Einschnürungen am Externteil stark nach vorn gezogen sind.“

Ich übertreibe wohl nicht, wenn ich der Meinung bin, daß diese Worte eine sehr klare Rechtfertigung meiner Zweifel und meines dadurch bedingten Schweigens betreffs der Polyptychiten und Simbirskiten Mexikos enthalten. Wenn Burckhardt selbst erklärt, daß diese Formen keine große Bedeutung haben, dann war es von mir wohlgetan, daß ich sie nicht höher einschätzte, und ich könnte mich daher jeder weiteren Bemerkung in dieser Beziehung enthoben fühlen.

Um aber nicht den Anschein zu erwecken, als wollte ich einer näheren Erörterung ausweichen, so will ich mich über diejenige Form, die von Burckhardt abgebildet ist, nämlich *Polyptychites* sp. ind. (Mazapil, Taf. 40 Fig. 6, p. 186) hier aussprechen. Dieser Typus ist kein *Polyptychites* mit nordischer, sondern ein *Spiticeras* mit äquatorial-mediterraner Verwandtschaft. Die feinen, stark nach vorn geneigten Rippen, die leichten Innenknoten, der ziemlich enge Nabel und die Gesamtform des Gehäuses, kurz gesagt, alle Merkmale, welche das betreffende Stück überhaupt erkennen läßt, sprechen für *Spiticeras*. Vermutlich ließ sich Burckhardt durch den Umstand leiten, daß die Rippen sich im Knoten zum ersten- und höher oben zum zweitenmal spalten. Aber diese Eigentümlichkeit zeigen nicht nur die Polyptychiten, sondern auch sämtliche Vertreter der Gattung *Spiticeras*.

Dr. Burckhardt beruft sich aber außerdem noch auf die Polyptychiten und Simbirskiten, die R. Douvillé aus der argentinischen Kordillere angeführt hat und auf die mexikanischen *Craspedites*. Über die Douvillé'schen Typen werde ich mich weiter unten äußern, und was *Craspedites* betrifft, so habe ich folgendes zu bemerken.

Die Gattung *Craspedites* ist nach Pavlow[2] durch inverse, d. i. zum Nabel ansteigende oder vorgreifende Loben ausgezeichnet.

---

[1] Von mir gesperrt.

[2] Pavlow u. Lamplugh, Argiles de Speeton. Bull. Soc. Im. d. Natural. de Moscou. 1891. p. 116.

Daß es sich wirklich so verhält, geht auch aus den Darstellungen von S. Nikitin hervor. Dieses Merkmal trifft nun für die mexikanischen Typen nicht zu, denn diese zeigen auf Burckhardt's Tafeln leicht, aber deutlich herabhängende Auxiliarloben[1].

Gerade auf dieses Merkmal muß aber ein großes Gewicht gelegt werden, denn es findet sich nicht nur bei dem borealen Typus *Craspedites*, sondern auch bei anderen verwandten russisch-borealen Gattungen, wie *Virgatites* und *Simbirskites* und in leichterem Grade bei *Polyptychites;* es kann daher wohl nicht als zufällig und untergeordnet, sondern muß als sehr wesentlich aufgefaßt werden.

Die russischen Craspediten zeigen ferner eine sehr bezeichnende Querschnittsänderung des Gehäuses im Laufe der individuellen Entwicklung, von der bei den mexikanischen Typen nichts zu erkennen ist. Namentlich bei *Cr. okensis* Nikitin, einer Art, die von Burckhardt als sehr nahestehend ausdrücklich zum Vergleiche herangezogen wird, ist diese Veränderung sehr auffallend[2]. Das Gehäuse der russischen Craspediten kann im Alter glatt werden; sind Rippen vorhanden, so sind sie sehr fein und auf dem Externteil etwas nach vorn vorgezogen. Auf dem unteren Teil der Schale können etwas gröbere Rippen auftreten, aber diese nehmen dann häufig knotenartige Verdickungen an. Bei den von Burckhardt abgebildeten mexikanischen Typen ist der untere Teil der Wohnkammer zwar auch glatt, aber die Externrippen sind recht kräftig und nicht nach vorn vorgezogen. Die gekammerten Umgänge scheinen bei einer Form, soviel man urteilen kann, mit ziemlich kräftigen Rippen versehen zu sein, deren Spaltung an einer höheren Stelle erfolgt, als bei *Craspedites*. Die Skulptur zeigt daher wohl eine gewisse allgemeine Ähnlichkeit, wenn man aber den feineren Zügen nachgeht, welche eben das Besondere des Typus *Craspedites* ausmachen, so merkt man bestimmt und deutlich die generische Verschiedenheit.

An welche Typen sich diese mexikanischen Pseudo-Craspediten am nächsten anschließen, ist allerdings nicht leicht festzustellen. Ich möchte es lediglich auf Abbildungen gestützt nicht wagen, eine bestimmte Ansicht auszusprechen. Eine dieser Formen zeigt eine *Pictonia*-ähnliche Ausbildung. Dr. Burckhardt hat mit bewundernswerter Energie und großer Geschicklichkeit die Faunen des mexikanischen Oberjura aufgeklärt; es wird ihm später wohl sicherlich gelingen, auch diese vorläufig noch fraglichen Typen in passender Weise mit anderen zu verknüpfen.

Schließlich wird aber hier betreffs dieser Typen noch fol-

---

[1] Mazapil. Taf. XVII Fig. 3, Taf. XVIII Fig. 3.

[2] Nikitin. Juraablagerungen an der oberen Wolga. Mém. Ac. Imp. d. Sc. St.-Pétersbourg. VII. sér. t. XXVIII. No. 5. 1881. Taf. VII Fig. 58.

gende Bemerkung am Platze sein. Die russischen Craspediten gehören der oberen Wolgastufe (Obertithon) an, die mexikanischen Typen aber erscheinen, wie BURCKHARDT ausdrücklich hervorhebt, schon im Kimmeridge. Da kann man doch die mexikanischen Typen unmöglich als boreal ansprechen, selbst wenn eine enge Verwandtschaft nachgewiesen wäre. Vielmehr müßte man sagen, daß die russischen Craspediten einen andinen Ursprung haben, ähnlich wie ich für *Simbirskites* und mit R. DOUVILLÉ für *Virgatites* südlichen Ursprung annehme. Wir hätten, immer die nahe Verwandtschaft vorausgesetzt, keine Wanderung von Norden nach Süden, sondern ein Vordringen von Süden nach Norden vor uns.

Hiemit ist der zweite Punkt der BURCKHARDT'schen Bemerkungen erledigt und es bleibt nur noch der dritte, die Gattung *Virgatites* betreffend, zu erörtern.

In dieser Beziehung muß zuerst hervorgehoben werden, daß Herr Dr. BURCKHARDT seinen Standpunkt doch nicht mehr in vollem Umfange aufrecht erhält, indem er neuestens zugibt, daß betreffs seines *V. dorsoplanus* und seines *V. australis* ein Zweifel möglich sei. An der borealen Natur seines *V. scythicus*, aff. *apertus* und *mexicanus* hält er allerdings fest. Die Einzelheiten, über die Dr. BURCKHARDT sich verbreitet, nötigen mich hier, etwas weiter auszugreifen.

Wie ich wiederholt bemerkt habe[1], zeigt der Stamm der Tethys und des südandinen Reiches, den ich der Kürze halber den äquatorialen Stamm nennen will, auf den inneren Umgängen biplikate, hochgespaltene Rippen, ganz nach Art der *plicatilis*-Gruppe des Oxford. Erst in der Nähe des Wohnkammeransatzes, stets vor demselben, doch bald etwas früher, bald später, erscheinen virgatotome, 3-, seltener 4spaltige, zuweilen bidichotome Rippen. Dieser Skulpturtypus erhält sodann auf der Wohnkammer seine vollkommenste Ausprägung und die Zahl der Spaltrippen eines Bündels nimmt im allgemeinen bis zum Mundrande zu. Die Entwicklung des äquatorialen Stammes zerfällt also, im großen betrachtet, in zwei Phasen: die gekammerten Umgänge mit vorwiegend zweispaltigen Rippen und die Wohnkammer samt dem letzten Teil der Luftkammern mit virgatotomen und Bündelrippen.

Ganz abweichend, gewissermaßen entgegengesetzt, vollzieht sich die Entwicklung des borealen Stammes. Bei diesem bilden die inneren Umgänge den eigentlichen Schauplatz der Virgatotomie; biplikate, aber tief gespaltene, virgatotome und bidichotome Fadenrippen drängen sich hier meist dicht aneinander, aus diesen gehen die wohlbekannten vielspaltigen, scharf abgegrenzten Rippenbündel

---

[1] Fauna der Spiti-Schiefer. Denkschriften. 85. Wien 1910. p. 69, 71. The Fauna of the Spiti shales. fasc. 3. p. 312.

hervor, und schließlich erscheinen auf der Wohnkammer kräftige biplikate und sogar Einzelrippen.

Somit besteht beim äquatorialen Stamme die Tendenz zu fortschreitender Komplikation der Skulptur bis an das Schalenende, bei dem borealen dagegen die Tendenz zu rascher Entwicklung komplizierter Virgatotomie und nachher zu fortschreitender Vereinfachung der Skulptur. Von den Unterschieden der Lobenlinie und des Querschnittes wird später die Rede sein.

In dieser Weise betrachtet erweisen sich die von Burckhardt als *Virgatites* beschriebenen Formen Argentiniens und Mexikos als Angehörige des äquatorialen und nicht des borealen Stammes. Das ergibt sich aus der Betrachtung jeder einzelnen Abbildung Burckhardt's von selbst.

Burckhardt hält indessen diese Auffassung nicht für richtig und beruft sich dagegen auf Michalski's Entwicklungsschema der Gattung *Virgatites*. Danach ist die Berippung im Anfange biplikat (Stadium 1), dann dicho-bidichotom oder biplikat (Stadium 2), dann folgen die wohlbekannten, scharf gesonderten Bündelrippen mit zahlreichen dichten virgato- und bidichotomen Spaltrippen (Stadium 3), und endlich schließt die Entwicklung mit biplikaten und Einzelrippen.

Es ist ganz verständlich, daß Michalski in einer den Virgatiten gewidmeten speziellen Monographie den Entwicklungsgang dieser Gattung eingehender beschreibt, als Nikitin und ich es in einer knappen Zusammenfassung getan haben, die doch nur den Vergleich mit einer verwandten Gruppe bezweckte. Der Unterschied ist aber doch nur ein scheinbarer. Die drei ersten Stadien Michalski's vollziehen sich gänzlich auf den gekammerten inneren Umgängen. Man hat also diese drei Stadien der Luftkammern in Gegensatz zu bringen mit der einfachen reduzierten Skulptur der Wohnkammer. Nikitin und ich haben nun von den drei ersten Stadien dasjenige besonders hervorgehoben, das der Entwicklung das bezeichnende Gepräge gibt und auch auf der Schale am längsten andauert, nämlich das Bündelrippenstadium (3), gegen welches die nicht scharf getrennten Stadien 2 und 1 oft stark zurücktreten. Nach wie vor bleibt daher der Gegensatz der Ontogenese der beiden Stämme bestehen: bei dem borealen auf der Wohnkammer die stärkste Reduktion und auf den inneren Gewinden die stärkste Komplikation der Skulptur, bei dem äquatorialen Stamme Einfachheit der Skulptur auf dem inneren Gewinde und zunehmende Komplikation auf dem äußeren Wohnkammerumgange. Über diese Tatsache kommt man durch keinerlei Deutung hinweg.

(Fortsetzung folgt.)

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Neue automatische Quecksilberluftpumpe[1] und Destillation von Arsenkies, Glaukodot und Kobaltglanz im Vakuum der Kathodenstrahlen.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

Die zahlreichen, bereits vorhandenen Quecksilberluftpumpen sind für den täglichen Gebrauch im Laboratorium wenig geeignet. Sehr lästig ist bei den älteren Konstruktionen von Geisler und Töpler der Umstand, daß man die schwere Quecksilbermasse von etwa 15 kg Gewicht beständig zu heben und zu senken hat. Außerdem arbeiten die Pumpen trotz ihrer großen Abmessungen relativ langsam, da durch das Heben und Senken des Quecksilbers zu viel Zeit für das Pumpen verloren geht. Auch leidet die Höhe des Vakuums bei diesen Konstruktionen dadurch, daß beim Passieren von Hähnen und Schläuchen das Quecksilber sehr bald unsauber wird. Sowohl bezüglich der Schnelligkeit als auch der Höhe des Vakuums bedeutet die Sprengel'sche, kontinuierlich wirkende Pumpe einen bedeutenden Fortschritt, besonders seit sie durch Kahlbaum zur automatischen Pumpe umgestaltet wurde. Trotz dieser Verbesserungen hat sich auch die Kahlbaum'sche Pumpe nicht in den Laboratorien einbürgern können. Es liegt dies hauptsächlich an ihrer großen Höhe von fast 2 m, sowie an der beträchtlichen Quecksilbermenge von 10 kg. Auch der Umstand, daß das Fallrohr bei ständigem Gebrauch der Pumpe sehr bald zerschlagen wird durch die starken Schläge des Quecksilbers, welche von kräftigen elektrischen Entladungen begleitet sind, ist außerordentlich störend.

Die in Folgendem beschriebene Pumpe vermeidet alle diese Übelstände, ohne in betreff der Schnelligkeit und der Höhe des Vakuums hinter der Kahlbaum'schen Pumpe zurückzubleiben.

Die Höhe der Pumpe ist auf weniger als die Hälfte reduziert, so daß sie auf jedem Arbeitstisch untergebracht werden kann. Die Quecksilbermenge konnte außerordentlich vermindert werden; sie beträgt bei dem größten Modell (Typ 1) Fig. 1 nur den 30. Teil, bei dem kleinsten Modell (Typ 3) nur den 80. Teil der Kahlbaum-Pumpe. Das Zerschlagen des Fallrohrs ist durch Anbringung eines Luftpolsters (D.R.P.) vermieden worden. Zum bequemen Reinigen der Pumpe, was am zweckmäßigsten mit heißem Königs-

[1] Jahresber. Schles. Ges. 1910. p. 1. Chemiker-Ztg. 1910. No. 150.

wasser geschieht, ist sie derartig am Stativ befestigt, daß sie mit einem Griff davon gelöst werden kann.

Die Konstruktion ist aus Fig. 1 ersichtlich. Nachdem der Schliff entfernt worden ist, wird die nötige Quecksilbermenge in das unten rechts befindliche kleine Gefäß (Fig. 1) gegossen und dann der Schliff aufgesetzt. Der untere Hahn wird geschlossen, während der obere, doppelt durchbohrte, mit der Wasserstrahlpumpe in Verbindung gesetzt wird. Beim ersten Anpumpen bleibt ein Teil des Quecksilbers im untersten Gefäß, und es ist daher nötig, durch Lüften des Schliffes den Rest des Quecksilbers in die Pumpe treten zu lassen; man läßt nur soviel zurück, daß der Schliff abgedichtet bleibt. Wenn das Manometer nicht mehr sinkt, wird der untere Hahn um 180° gedreht, und von nun an arbeitet die Pumpe automatisch weiter. Die zum Heben des Quecksilbers nötige Luft tritt durch den voll geöffneten, unteren Hahn ein und ist durch einen im Schliff angebrachten Asbestpfropf reguliert. Die Spitze, aus welcher der Quecksilberstrahl austritt, ist eingeschliffen und kann jederzeit aus der Pumpe entfernt werden. Die Luftpolster werden durch die in halber Höhe des Fallrohrs angebrachten seitlichen Röhrchen geschaffen. Dieselben sind mit einem kleinen, fest eingesetzten Kork verschlossen, denn es genügt die geringe Luftmenge, welche durch die Poren diffundiert, um die Schläge des Quecksilbers ungefährlich zu machen. Bei dem großen Modell (Fig. 1) sind diese Röhrchen nicht an die Pumpe angeschmolzen, sondern mittels Becherschliffs eingesetzt. Selbst bei wochenlangem, ununterbrochenem Betrieb bedarf die Pumpe keiner Nachregulierung.

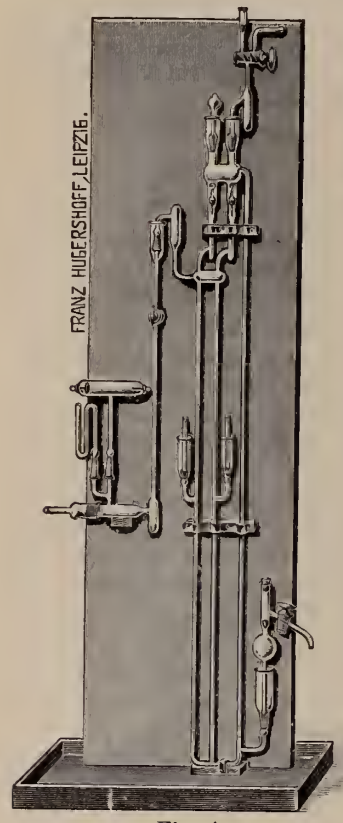


Fig. 1.

Um sie außer Betrieb zu setzen, wird zunächst der untere und dann der obere Hahn um 180° gedreht. Pumpe und Rezipient füllen sich dann langsam und gefahrlos mit Luft, da ihr Eintritt durch einen im Hahnrohr angebrachten Asbestpfropfen ein für allemal geregelt bleibt.

Das Eigenvolumen der Pumpe ist so gering bemessen, daß sie sich bei abgesperrtem Rezipienten in außerordentlich kurzer Zeit auf Kathodenvakuum leer pumpt. Die Doppelpumpe (Fig. 1) braucht hierzu nur 15 Sekunden, und die kleinste einfache nur 1 Minute. Die an die Pumpe angeschmolzenen Schliffe haben sämtlich Quecksilberdichtung und sind daher ohne Fettung zu verwenden. Das zirkulierende Quecksilber kommt weder mit Fett noch mit Schlauch in Berührung und bleibt stets vollkommen rein. Erst nach tagelangem Arbeiten bemerkt man im Steigrohr einen gelblich grauen Beschlag von gelbem Quecksilberoxyd, vermischt mit metallischem Quecksilber, doch bleibt das zirkulierende Quecksilber trotzdem vollkommen rein und blank.

Die Nebenapparate sowie auch der Schliff, an welchem das Destillationsrohr angeschlossen wird, befinden sich nur 30 cm über dem Tisch, so daß man bequem mit einem Bunsenbrenner erhitzen kann.

Besonders betont muß noch werden, daß nur reines Quecksilber zum Pumpen zu verwenden ist, da sich unreines sehr schnell oxydiert und im hohen Vakuum versagt. Bei der sehr empfohlenen Reinigung des Quecksilbers durch Destillation im Vakuum läßt man allgemein außer acht, daß im luftleeren Raum nicht nur Fett und seine Zersetzungsprodukte, sondern auch gelöste Metalle, wie Zink, Blei und andere, quantitativ mit übergehen. Ich reinige das Quecksilber schon seit vielen Jahren nach folgender, sehr einfacher Methode: Alles schmutzige Quecksilber wird in einer Flasche mit etwas konzentrierter Schwefelsäure aufbewahrt. Hat sich eine genügende Menge Quecksilber angesammelt, so wird es mit Wasser unter der Wasserleitung gewaschen und dann mit starker Natronlauge gekocht. Nach abermaligem Waschen mit Wasser wird das Quecksilber mit Fließpapier getrocknet und dann noch heiß durch ein Filter mit abgeschnittener Spitze gegossen. Es bleibt vollständig blank und dient für Pumpen, Manometer und alle sonstigen Anwendungen. Zahlenmäßige Daten über Höhe des Vakuums, Schnelligkeit und die zum Betrieb erforderlichen Quecksilbermengen meiner Pumpen im Vergleich mit einigen der gebräuchlichsten Konstruktionen geben die folgenden Tabellen. Die Messungen beziehen sich sämtlich auf einen Rezipienten von 500 ccm.

	Original W. A. Kahlbaum mm	Kahlbaum nach Angaben des phys. Inst. Breslau mm	Töpler mm	Stuhl'sche Spiralpumpe mm
10 Min.	—	0,0260	0,0440	2,50
15 „	0,00015	0,0020	0,0020	1,75
20 „	—	0,0006	0,0019	0,75
25 „	—	—	—	0,44
Quecksilber . .	10 kg	—	11,8 kg	0,55 kg

Beutell'sche Pumpe mit Luftpolster.

	Typ 1 mm	Typ 2 mm	Typ 3 mm	Typ 3 ohne Trocknung mm
10 Min.	0,0007	0,0120	0,0900	0,1300
15 „	0,00015	—	—	—
20 „	0.00011	0,00025	0,0025	0,0100
25 „	—	—	0,00055	0,0065
Quecksilber . .	0,29 kg	0,18 kg	0,12 kg	0.12 kg

Die Destillation des Arsenkieses, Glaukodots und Kobaltglanzes wurde in Jenaer Kaliglasröhren von 3,5 mm lichter Weite vorgenommen. Der Anschluß des Rohres kann mit Vakuumschlauch geschehen, doch darf nicht verschwiegen werden, daß nur ganz neuer Schlauch wirklich dicht hält. Sobald er kristallinisch wird, läßt er Luft durch, und dies tritt schon nach kurzer Zeit ein. Aus diesem Grunde habe ich es vorgezogen, das Rohr anzuschmelzen. Da sich Kali- und Natronglas nicht verschmelzen lassen, wurde an das Ansatzrohr ein Becherschliff angeschmolzen, dessen oberer Teil aus Kaliglas gefertigt war. An Stelle des Schliffes hat sich auch ein weiteres Rohr mit Kork und darübergeschüttetem Quecksilber bewährt, doch dauert in diesem Falle das Auspumpen viel länger, da Luft und Feuchtigkeit nur sehr langsam aus den Poren entweichen.

Das Destillationsrohr wählt man am besten etwa 50 cm lang, um zu vermeiden, daß Spuren des Destillats bis in die Pumpe gelangen. Das Mineralpulver gibt man zunächst in ein kurzes, unten zugeschmolzenes Rohr und schmilzt dieses nach der Füllung an das lange Destillationsrohr, da sonst feine Teilchen an den Wandungen hängen bleiben.

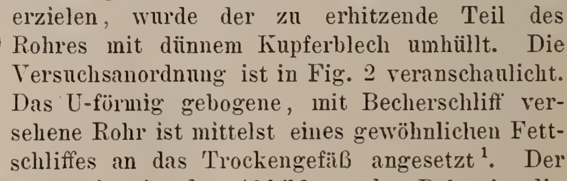


Fig. 2.

Das Erhitzen geschah mit einem großen Bunsenbrenner mit Schlitzaufsatz. Um eine gleichmäßige Erwärmung des Glases zu erzielen, wurde der zu erhitzende Teil des Rohres mit dünnem Kupferblech umhüllt. Die Versuchsanordnung ist in Fig. 2 veranschaulicht. Das U-förmig gebogene, mit Becherschliff versehene Rohr ist mittelst eines gewöhnlichen Fettschliffes an das Trockengefäß angesetzt[1]. Der Übersichtlichkeit wegen ist in der Abbildung das Rohr in die Pumpebene gestellt. In Wirklichkeit ist es zweckmäßiger, das-

[1] Für Luftpumpen ist nur sogen. Hahnfett, welches aus Lanolin und Wachs besteht, zu verwenden. da sonst die Schliffe leicht undicht werden.

selbe senkrecht zur Pumpe anzuordnen (durch Drehung im Becherschliff), da man es dann sowohl seitwärts als auch vertikal bewegen kann.

Die Destillation im Kathodenvakuum macht auch die geringsten Spuren destillierender Dämpfe sichtbar. Bei schwachem Erhitzen kann man ganz deutlich beobachten, wie z. B. beim Glaukodot zuerst ein weißer Beschlag von As_4O_6, dann ein gelber von Schwefel und erst noch später ein schwarzer Arsenspiegel erscheint. So geringe Schwefelmengen wären in der Luft kaum nachzuweisen.

Zur Analyse wurden die einzelnen Destillate abgeschnitten und getrennt analysiert. Zunächst wurde der Schwefel und das amorphe Arsen durch Schwefelkohlenstoff gelöst, zu welchem Zwecke das Röhrchen 12—14 Stunden in einem Probierrohr mit Schwefelkohlenstoff stehen gelassen wurde. Um eine Zersetzung des Schwefelkohlenstoffs (d. h. Ausscheidung von Schwefel aus demselben) zu verhüten, muß die Extraktion im dunkeln ausgeführt werden. Hierauf wurde mit heißem Wasser digeriert, um das Arsenigsäureanhydrid in Lösung zu bringen, und der dann noch bleibende Rest mit Salpetersäure gelöst.

Die Anfertigung der Pumpe hat Franz Hugershoff, Leipzig, Karolinenstr. 13, übernommen.

Breslau, Min. Institut der Universität, März 1911.

Besprechungen.

O. Lehmann: Die neue Welt der flüssigen Kristalle und deren Bedeutung für Physik, Chemie, Technik und Biologie. Mit 246 Abbildungen. 388 p. Leipzig, Akad. Verlagsgesellschaft.

O. Lehmann ist unablässig bemüht, seine Beobachtungen und Ansichten über die von ihm entdeckten flüssigen Kristalle der wissenschaftlichen Welt und weiteren Kreisen zu unterbreiten. Nachdem er seine Beobachtungen in zahlreichen Abhandlungen, über die im N. Jahrb. f. Min. etc. regelmäßig Bericht erstattet worden ist, mitgeteilt hat, hat er sie in einem umfangreichen, mit 483 Textfiguren und 39 Tafeln ausgestatteten Werk „Flüssige Kristalle“, 1904, in Zusammenhang dargelegt und danach in kleineren, für weitere Kreise bestimmten Werken: — Flüssige Kristalle und die Theorien des Lebens (1906), Die scheinbar lebenden Kristalle (1907), Flüssige Kristalle, Myelinformen und Muskelkraft (1910) und Das Kristallisationsmikroskop und die damit gemachten Entdeckungen, insbesondere die der flüssigen Kristalle (1910) — bald in dieser, bald in jener, manchmal recht polemisch

gehaltenen Form zusammengefaßt. Da Lehmann seitdem keine wesentlich neuen Beobachtungen mitgeteilt hat, darf man in diesem neuen Werk, das, wie es in dem Vorwort heißt, einem vielfach empfundenen Bedürfnis entsprechen dürfte, nichts wesentlich Neues erwarten. In der Tat bringt es vieles, was man in den andern Schriften Lehmann's schon gelesen hat, auch die Polemik fehlt nicht, wenn sie auch nicht mit so scharfen Worten Ausdruck findet wie in der letzten der genannten Schriften. Lehmann wird hier gewissermaßen sein eigener Historiograph und bemüht sich, mit peinlichster Gewissenhaftigkeit seine Beobachtungen, welche zur Entdeckung der flüssigen Kristalle geführt haben, darzulegen und seine Anschauungen über das Wesen der Kristalle zu begründen. Weit ausholend beginnt er so mit der Frage: was ist ein Kristall? und schließt das 41 Kapitel umfassende Werk mit Betrachtungen über Atomseelen und Muskelkraft. Die Ergebnisse der eigenen Untersuchungen sind mit sorgfältigsten Literaturangaben aufgenommen worden, die Arbeiten von R. Schenck über die physikalischen Konstanten und die von Vorländer über die chemische Konstitution der flüssigen Kristalle werden, trotz ihrer auch von Lehmann anerkannten Wichtigkeit, hier nicht berücksichtigt, weil die Kenntnis dieser Daten „für die Entstehung des Begriffs der flüssigen Kristalle und die Erforschung ihrer Eigenschaften ohne jeden Einfluß war". Aus diesem Satz erkennt man die Tendenz des Buches.

Jeder, der die Anschauungen Lehmann's über die flüssigen Kristalle kennen lernen will, wird in diesem Buche alles in erschöpfender Weise dargelegt finden, bei der Lektüre aber vielleicht manchmal mit dem Referenten wünschen, daß die Vergleiche weniger weit hergezogen seien. **R. Brauns.**

Personalia.

Ernannt: Dr. **Th. Wegner** in Münster (Westf.) zum a. o. Professor für Geologie und Paläontologie an der dortigen Universität.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Achat-Probleme.

Von **Raphael Ed. Liesegang**.

(Neurologisches Institut, Direktor L. Edinger, Frankfurt a. M.)

Eine Theorie der Achat-Entstehung war versucht worden auf Grund der Tatsache, daß sich die in Gallerten neu bildenden festen Körper sehr häufig nicht in gleichmäßiger Verteilung, sondern in regelmäßigen Schichten ablagern. Die Struktur, welche z. B. entsteht, wenn man ein Stück Gelatinegallerte, welche Spuren von Kaliumbichromat enthält, in eine Silbernitratlösung wirft, sieht nämlich derjenigen eines Achats täuschend ähnlich. Es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß die Blasenräume des Melaphyrs mit einem Kieselsäuregel ausgefüllt worden seien und daß in letzteres Bestandteile des Melaphyrs, namentlich Eisensalze eindiffundiert seien [1].

Einige speziellere Fragen warten noch auf die Beantwortung. Und einige weniger einfach gebaute Achate bedürfen noch besonderer Erklärungen.

Welcher Art ist das Kieselsäuregel? Cornu und Leitmeier [2] haben auch den Opal als Gel bezeichnet. Eine ganze Reihe von Tatsachen, von welchen weiter unten gesprochen werden soll, weisen darauf hin, daß bei der Entstehung von sehr vielen Achaten das Gel nicht in dieser festen Form gewesen sein kann. Es war ganz erheblich wasserreicher. Es gibt natürlich ganz allmähliche Übergänge von der am stärksten wasserbindenden Kieselsäure, d. h. ihrer wirklichen Lösung über die verschiedenen Pseudolösungen, d. h. die Sole von verschiedenem Dispersitätsgrad herüber zu den formbaren Gelen, dann zum Opal und den deutlich erkennbaren Kristallformen. Je mehr von den Kieselsäuremolekülen sich zusammenlegen, desto kleiner wird die Gesamtoberfläche der Teilchen, desto geringer wird die Menge des darauf absorbierten Wassers. Alle diese Formen spielen in der Geologie eine Rolle: Gelöstes Alkalisilikat und Kieselsäuresol durchtränkt allmählich das Gestein und erfüllt dessen Hohlräume mit Kieselsäure. Die Anreicherung in den letzteren hängt mit dem Übergang in den Gelzustand zusammen. Spezia [3] hat auf das natürliche Vorkommen eines für

[1] Dies. Centralbl. 1910. p. 593.

[2] Kolloid-Zeitschr. 4. p. 17, 91. (1909.)

[3] Atti Accad. Torino. 34. p. 705. (1899.)

die Achat-Hypothese besonders interessanten, noch formbaren Gels hingewiesen: Im Gneis des Simplontunnels fand sich eine 10 cm breite Spalte, die mit weißer, nasser, gelatinöser Kieselsäure gefüllt war. Die Versuche von Pappadá und Sadowski [1] haben erwiesen, daß das Festerwerden eines Kieselsäuregels z. B. durch Elektrolyten ganz allmählich erfolgen kann.

Damit ein solches, zuerst homogenes Gel geschichtet werde, ist es durchaus nicht unbedingt erforderlich, daß ein Eisensalz darin gefällt werde. Auch bei reinen Austrocknungsvorgängen können, wie ich inzwischen beobachtete [2], in einem Gel Schichtungen entstehen. Da aber einerseits die letzteren auf analoge Übersättigungserscheinungen zurückzuführen sind, und da anderseits die Verhältnisse bei der Eisensalzwirkung infolge der Färbungen auffälliger sind, möge sich die Betrachtung diesen nochmals zuwenden.

Die Ablagerung des Eisenpigments in Schichten deutet mit vollkommener Sicherheit darauf hin, daß das Eisensalz diffusibel gewesen sein muß. (Im Gegensatz dazu hatte die frühere Theorie der Achatentstehung durch Sedimentierung mit einer ungelösten Eisenverbindung rechnen müssen.) Der Melaphyr ist eisenoxydhaltig. Stammt das Achateisen hierher, wie es für viele Fälle höchst wahrscheinlich ist, so muß man ein Aktiviertwerden, ein intermediäres Gelöstwerden des Eisenoxyds annehmen. Es ist allerdings auch möglich, daß das Gestein zuerst ziemlich eisenfrei war und daß erst nachträglich eine Durchtränkung mit einem Eisenoxyd- oder auch primär mit einem Eisenoxydulsalz stattfand. Selbst die Möglichkeit ist in einzelnen Fällen vorhanden, daß ein eisenhaltiges Kieselsäuregel die Hohlräume des basischen Gesteins ausfüllte und daß nun die Eisensalzdiffusion nicht zentripetal, sondern zentrifugal verlief. Denn auch bei den Nachahmungen mit Gelatine und Chromatsilber ist es im Prinzip gleichgültig, ob das Silbernitrat in eine Chromatgallerte oder ob eine Kaliumbichromatlösung in eine silbernitrathaltige Gallerte eindringt. Die Eisenfreiheit des Innersten bei vielen Achaten spricht absolut nicht gegen einen ursprünglichen homogenen Gehalt an Eisen. Denn indem das in der Gallerte enthaltene Salz dem von außen eindringenden Fällungsmittel entgegen wandert, wird das Gallertzentrum immer mehr davon befreit. Auch eine andere Schwierigkeit ist nicht so groß, wie sie zuerst scheint: daß nämlich die Kieselsäure trotz eines Eisengehalts zur Zeit ihrer Wanderung genügend große Beweglichkeit gehabt haben mußte. Es braucht sich ja damals durchaus nicht um gelöstes Eisen-, speziell um ein Eisenoxydsalz gehandelt

---

[1] Kolloid-Zeitschr. 6. p. 292. (1910.)

[2] Gedenkboek aangeb. an van Bemmelen. 33. (1910.) — Zeitschr. physik. Chem. 75. p. 373. (1910.)

zu haben. Letzteres würde allerdings durch Gelatinierung oder Ausflockung das Hineingelangen der Kieselsäure in torfreie Hohlräume gehindert haben. Nimmt man dagegen die Eisenverbindung für jene Zeit als kolloid an, so kann man sogar umgekehrt von ihr erwarten, daß sie eine höhere Konzentration des Kieselsäuresols möglich machte. Gerade ein spurenweiser Gehalt an kolloidem Eisenoxyd wird es ermöglicht haben, daß Zsigmondy[1] die Konzentration seiner kolloiden Kieselsäurelösungen auf 12 % steigern konnte, während es Jordis nicht gelungen war, über 2 % zu kommen. Wahrscheinlich hatte bei den Versuchen des letzteren dies Schutzkolloid gefehlt. — Voraussetzung für die Schichtenbildung ist es aber dann, daß das Eisensalz später im Gel einmal intermediär gelöst werde. — In der Mehrzahl der Fälle wird aber das Eisensalz zentripetal eindringen: Von außen in ein solches weißes, eisenfreies Kieselsäuregel, wie es Spezia beschrieb.

Damit ein von außen in ein Kieselsäuregel eindiffundierendes Eisensalz in diesem in geschichteter Form sich niederschlage, ist es notwendig, daß auch der diese Fällung herbeiführende Körper in dieser Gallerte diffusibel sei. Wahrscheinlich wird diese Reaktion herbeigeführt durch Vermittlung eines Kalium- oder auch Natriumsilikatgehalts des Kieselsäuregels. Hat letzteres seine Herkunft aus verwitterten Feldspaten, so fordert dieser Punkt keine weiteren Untersuchungen. Aber auch dann, wenn andere Herkunftsarten in Betracht kommen, wird man sich die natürlichen Sole und Gele nicht als so chemisch rein vorzustellen haben, wie sie der Chemiker bei Laboratoriumsversuchen (meist vergeblich) herzustellen sucht. Meistens werden wir es mit Mischungen, Durchtränkungen, Adsorptionen der Gele, der Sole, der wahren Lösungen der Kieselsäure und der Lösungen von Alkalisilikaten zu tun haben. Die in manchen Achaten eingeschlossenen Kalkspatkristalle deuten außerdem darauf hin, daß das Gel oft auch Kalksalze enthielt.

Daß der rein chemische Teil dieser Reaktion nicht so leicht zu berechnen sei, geht aus den Untersuchungen von Jordis und seinen Schülern[2] hervor, welche schon die Umsetzung zwischen Eisensalz- und Natriumsilikatlösungen außerordentlich kompliziert und den bisherigen Gleichungen nicht entsprechend fanden. Hier kommen außerdem noch die mehr physikalischen Wirkungen der Ausflockung auf die kolloiden Bestandteile hinzu.

Unter den Achaten, bei welchen mit vollkommener Gewißheit das Eisen erst nachträglich von außen in das Kieselsäuregel ein-

[1] Kolloid-Zeitschr. 8. p. 55. (1911.)

[2] Journ. f. prakt. Chem. N. F. 77. p. 238. (1908.); 81. p. 289. (1910.) — Wilh. Hennis, Dissert. Erlangen. (1906.)

gedrungen war, befand sich einer, der mit wurzelförmigen Gebilden durchzogen war. Das dunkle Material der letzteren wurde bei einer Behandlung des zerschlagenen Steins mit Wasser lehmartig. Konzentrisch um diese, einige Millimeter dicken, runden Gänge war das eigentliche Achatmaterial mehrere Zentimeter weit geschichtet. Um Sprünge handelte es sich hier auf keinen Fall. Vielmehr war der Eindruck vollkommen der, als sei ein schlammförmiges, eisenhaltiges Material in eine nicht allzu konsistente Gallerte eingedrungen. Bei einem Stein von der Festigkeit des Opals wäre dies jedenfalls ausgeschlossen gewesen.

Es braucht sich hierbei nicht um ein bloßes Niedersinken infolge der Schwerkraft gehandelt zu haben. Das Eindringen konnte auch ein mehr aktives gewesen sein, bedingt durch solche osmotische Phänomene, welche auch die Traube'schen Gebilde zustande kommen lassen und welche von Graber[1] z. B. zur Erklärung der Blitzröhren herbeigezogen worden sind.

Besonders an solchen Objekten zeigt sich wieder die Notwendigkeit, daß man die Achate als Ganzes und mit ihrer Umgebung betrachten muß, wenn man ihre Entstehung verstehen will. Die vielfach geübte ausschließliche Beschreibung von Dünnschliffen hat gerade hier nur dann Wert, wenn immer daran gedacht wird, daß die Steine nicht zwei-, sondern dreidimensional sind.

Man kann im Sinne Graber's die Traube'schen Experimente mit künstlichen mineralischen Zellen mit Nutzen auch noch zu anderen petrographischen Erklärungen herbeiziehen.

Entständen die Achate immer nur durch ein einfaches Hineindiffundieren einer niederschlagbildenden Lösung in ein zuerst homogenes Gel, so müßten ihre Querschnitte in bezug auf die Schichtungsanordnung wenigstens einigermaßen symmetrisch sein. Aber häufig sieht man einen Achat, der nach diesem Prinzip normal gebaut wäre, mehr oder weniger umhüllt von einem anderen Achat, der für sich diese vollkommene Ausbildung nicht zeigt. Es war gesagt worden, daß der normale Achat von außen nach innen geworden (nicht gewachsen!) sei: daß die Quarzkristalle, welche sein Innerstes etwa birgt, später entstanden seien als die peripheren Schichtungen. Wie kann sich nun aber außerhalb dieser Schichtungszone abermals Quarz befinden, der dann auf der anderen Seite abermals von geschichtetem umgeben ist?

Das Kieselsäuregel war ursprünglich wasserreicher als der fertige Achat. Als sehr natürliche Folge der durch verschiedene Ursachen bedingten Wasserverarmung kann man eine Verkleinerung der äußeren Dimensionen des Gels erwarten. Tatsächlich tritt diese in einer Anzahl von Fällen, aber durchaus nicht regel-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. p. 487. (1908.)

mäßig, ein. In diesem Stadium sieht das zum Achat werdende Gel wie eine TRAUBE'sche Zelle aus, mit dem Unterschied nur, daß dies Gebilde nicht durch osmotische Wasseraufnahme wuchs, sondern durch Wasserabgabe schrumpfte. Die Ursache der Wasserbewegung ist auch hier zum Teil, aber nicht ganz, osmotisch bedingt. Wie beim Eisenbaum GLAUBER's und anderen Metallsalzvegetationen der alten Mineralogen entzieht das Eisensalz bei seiner Reaktion mit Silikat Wasser aus dem Gel.

Ein Teil des Hohlraums ist bei diesem Vorgang, den der Botaniker als Plasmolyse bezeichnen würde, frei von Kieselsäure geworden. Dieser Raum füllt sich nun wieder mit neuer Kieselsäure, sei es durch eine ganz allmähliche Infiltration, sei es durch raschen Zufluß durch die offenen Bahnen der sogen. Zuflußkanäle, deren Existenz bisher nur als unnötig angenommen, aber nicht grundsätzlich geleugnet worden war. Aus diesem neuen Gel entsteht ein neuer Achat. Die Gewißheit, daß er jünger ist als der erstgenannte, dürfte einmal Bedeutung bekommen, wenn von den Geochronisten gewisse Mnemostrukturen der Achate zu Zeitmessungen benutzt werden.

Die petrifizierte TRAUBE-Zelle des erstgebildeten Achats ist begrenzt von einer Haut, der man deutlich die Runzeln des Geschrumpftseins ansieht. Mißt man deren Dimensionen nach, so findet man, daß sie annähernd übereinstimmen mit der Grenzfläche des Hohlraums, welcher ursprünglich von dem Gel ganz erfüllt war. Hier und dort ist die Haut am äußeren Gestein länger hängen geblieben und auch dies wird weiterer Anlaß dafür, daß das geschrumpfte Gel immer mehr von der ursprünglichen Gestalt abweicht. Oft ist das Füllmaterial eines Zuflußkanals, der ursprünglich einmal den Gasen des Melaphyrs zur Entweichung gedient hatte, zu einem geschrumpften Schlauch geworden, an dem die Gelzelle hängt.

Im zweiten Kieselsäuregel beginnt dort, wo es direkt mit dem Melaphyr in Berührung kommt, die Achatbildung von neuem: Eisensalz diffundiert ein und schafft wieder konzentrische Schichtungen. Aber an jenen Stellen, wo der erste Achat den Kontakt mit dem Gestein hindert, gibt es einen Schatten in bezug auf die Eisendiffusion. Auf dieser Seite fehlen die Schichtungen. Es bilden sich hier event. wieder Quarzkristalle aus, die nun als allerjüngstes Erzeugnis neben dem allerältesten liegen.

Die Annahme eines doppelten, event. auch noch häufigeren Zuflusses darf als eine Konzession an die alte Theorie angesehen werden, wenn dabei nicht vergessen wird, daß sich die später hinzutretende Kieselsäure nicht innen, sondern außen ablagert.

Die Entwässerung des Kieselsäuregels ist durchaus nicht nur durch osmotische Vorgänge bedingt. Nur der Vereinfachung wegen

war im vorigen der Blick hauptsächlich auf das gerichtet worden, was Beziehungen zu den TRAUBE'schen Experimenten hat. Es sei noch hinzugefügt, daß trotz des hohen Kieselsäuregehalts der osmotische Druck in der Gallerte ein geringer sein konnte. Denn der größte Teil ist in nicht gelöster Form vorhanden. Was davon osmotisch wirksam sein wird und was sich an den chemischen Umsetzungen beteiligen wird, ist in der Hauptsache ihr Gehalt an Wasserglas.

An der Wasserbindung und Wasserabgabe ist jedoch auch der ungelöste Teil der Kieselsäure in sehr hohem Grad beteiligt. Besonders VAN BEMMELEN[1] hat auf die Bedeutung der Adsorption hierbei hingewiesen. Gerade bei den in der Natur vorkommenden, nicht chemisch gereinigten Solen und Gelen der Kieselsäure und vieler anderer Körper wird man sogar oft einen Widerstreit finden zwischen der Hydrophilie und Hydrophobie, welche einerseits durch Osmotisches, anderseits durch Adsorptionsverhältnisse herbeigeführt werden.

Die letzteren und mit ihnen die nahe verwandten, aus gewisser Perspektive gesehen sogar identischen Quellungs- und Schrumpfungserscheinungen haben in letzter Zeit durch die Arbeiten von M. H. FISCHER[2] eine außerordentliche Bedeutung für die von den biologischen Wissenschaften behandelten Kolloide erhalten. Was hier von ihnen gesagt wird, ist nur eine Übertragung dieser Vorstellungen auf das mineralogische Gebiet.

Im Kieselsäuresol und seinem formbaren Gel ist jedes der Kieselsäureteilchen umhüllt von einer gewissen Wassermenge, welche durch Adsorption festgehalten wird. Treten solche Teilchen zusammen, so wird ihre adsorbierende Oberfläche verkleinert und Wasser kann frei werden. Ein solcher Zusammentritt kann aus verschiedenen Gründen erfolgen. Bisher ist nur derjenige erwähnt worden, welcher in Beziehung zu der Kolloidausflockung durch Elektrolyte steht. Hierher gehört u. a. ein Teil der Eisensalzwirkung.

Ein anderer Grund ist die Entstehung von Kristallen, oder vorsichtiger gesagt: von größeren Kristallen. — Auch hierbei braucht man gar nicht zu der an sich durchaus erlaubten Annahme zu greifen, daß die Menge des Gelösten im Gel sich vermindere. Die Bildung größerer Kristalle äußert vielmehr allein darin schon eine Wirkung auf die Wasserbindung, daß beim Übergang von vielen kleinen Teilen in wenige große die aktive Oberfläche stark verkleinert wird.

Bei wahren Lösungen ist ja allerdings der Wasserverlust das Primäre und die Kristallisation das dadurch Bedingte. So-

---

[1] Zeitschr. anorgan. Chem. **59**. p. 226. (1908.)

[2] „Das Oedem". (Dresden 1910.)

bald man aber mit Solen und Gelen zu tun hat, verschieben sich zuweilen die Verhältnisse so, daß das Wachsen von wenigen Teilen auf Kosten von vielen das Primäre wird und die Wasserabgabe das Sekundäre. Dadurch wird z. B. auch die von Wölbling[1] und Stremme[2] beschriebene, scheinbar paradoxe Erscheinung erklärlich, daß Eisenoxydgele trotz Wasserüberflusses selbst durch so schwache Elektrolyte wie Kohlensäure entwässert werden können. Die rein osmotische Theorie würde hier genau so wie bei vielen biologischen Phänomenen vollkommen versagen.

Man darf sich nun nicht vorstellen, daß jedem Wasserverlust eine entsprechende Verkleinerung des äußeren Umfanges des Gels parallel gehe. Solches ist nur so lange möglich, wie das Gel noch hinreichend plastisch ist. Hat sich aber einmal an der Peripherie eine widerstandsfähige Lage gebildet, so treten Innenschrumpfungen an Stelle jener äußerlich sichtbaren Volumverminderung.

Am auffälligsten äußert sich dies dort, wo das Gel am längsten weich geblieben war: durch die hohlen Kerne, welche viele Achate innerhalb der Quarzzone besitzen. — Dort fehlt also dann vollkommen jenes Moment, welches Doelter[3] als begünstigend für den Übergang des Opals in den raumbegnügsameren Quarz bezeichnet hat: der Druck.

Aber auch in jeder Chalcedonlage des geschichteten Teils äußert sich die Innenschrumpfung. Auf ihr beruht die Aufnahmefähigkeit vieler fertiger Achate für Farbstoffe.

Manchmal sieht man, daß diese Porosität nach der Mitte zu wächst: daß der angeschliffene Achat sich innen gut anfärbt, dagegen außen fast gar nicht. Die Materie hatte sich etwas zentrifugal konzentriert. Es ist die gleiche Ursache, welche auch das so paradox erscheinende Phänomen veranlaßt, daß sich die Stäbe von geschmolzenem Höllenstein beim Einwerfen in Wasser im Innern oft rascher lösen als außen, so daß also Röhren entstehen.

Eine Auslaugung des Opals, wie es Rosenbusch[4] meint, braucht man also zur Erklärung der Porösität von Chalcedonen nicht herbeizuziehen.

Die gröberen Quarzkristalle, welche sich außerhalb der geschichteten Zonen befinden, müssen sich später als diese gebildet haben. Denn derartige Kristalle wandeln sich nicht mehr in jenes Feingeschichtete um.

---

[1] Glückauf 1909. 1.

[2] Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. p. 18. (1910.)

[3] Tschermak's Mitt. **25**. p. 79. (1906.)

[4] „Physiographie“. (1905.)

Brauns und seine Schüler[1] betonen mit Recht, daß jene Chalcedonkristalle der geschichteten Zonen, welche oft bis zu zehn der wechselnden pigmentierten und nichtpigmentierten Banden radiär durchsetzen, sich später gebildet haben müssen als diese Schichtungen. Diese Deutung wird übrigens auch für jede andere Achattheorie ihre Gültigkeit behalten. — Daß sich ein hauptsächlich in einer Richtung wachsender Kristall durch verschiedene Lagen durcharbeitet, ist an sich nicht erstaunlicher als das Durchlaufen eines Sprungs.

Die Bildung der größeren Kristalle aus amorphem oder mikrokristallinem Material ist, wenn wie hier ein Schmelzfluß ausgeschlossen ist, nur möglich durch intermediäre Lösung. Selbstverständlich braucht nicht die ganze Masse auf einmal gelöst zu sein, sondern es genügt bei diesem Wachsen einiger bevorzugter Teile auf Kosten der anderen eine außerordentlich geringe Menge von Lösemittel. So sah ich z. B. bei Gegenwart von Spuren Chlornatrium und Feuchtigkeit das schwerlösliche Chlorsilber, welches in einer Schicht von festem Kollodion emulsionsförmig verteilt war, in einigen Wochen hinauswandern und sich außen in sehr grobkörniger Form ablagern[2]. Als intermediäres Lösemittel der Kieselsäure, das hier in quantitativer Beziehung die Leistungsfähigkeit eines Katalysators annimmt, genügt eine Spur Wasserglas. Mit solchem hat ja auch Spezia tatsächlich bei Laboratoriumsversuchen Opal in Quarzit überführen können[3]. Beim Rechnen mit längeren Zeiten genügt sogar Wasser. Zeitweise leichte Temperatursteigerungen, die aus andern Gründen nicht unwahrscheinlich sind, würden den Prozeß noch befördern. Jedenfalls braucht man nicht an eine solche unvermittelte Umwandlung von kolloidem Kieselsäureanhydrid in Quarz zu denken, wie es Daubrée[4], Königsberger und Müller[5] tun. Anderseits braucht man nicht mit Kalkowsky[6] das Wesentliche der Kristallisation in einem bloßen Ausstoßen von Wassermolekeln zu erblicken.

Mit Fleiß wurde bisher der Ausdruck „amorph“ vermieden. Als Ganzes ist natürlich der Opal amorph. Aber es ist die Frage, ob man berechtigt ist, so großzügig vorzugehen. Wie in die Weltanschauung des Physikers drängt sich auch hier Platz fordernd der Begriff der Relativität. Besonders Doelter[7] hat darauf hingewiesen, wie subjektiv, wie abhängig von dem jeweiligen

[1] H. Hein, „Unters. über faserige Kieselsäuren“. Dissert. (Kiel 1907.)
[2] Kolloid-Zeitschr. 4. p. 62. (1909.)
[3] Att. Accad. Torino **38**. (1902.)
[4] Ann. des min. V. **12**. p. 295. (1857.)
[5] Dies. Centralbl. **1906**. p. 339, 353.
[6] Abh. d. nat. Ges. Isis (Dresden). **1901**. p. 75.
[7] Kolloid-Zeitschr. 7. p. 92. (1910.)

Stand der Untersuchungstechnik die diesbezüglichen Klassifikationen seien.

Die vielfach gebräuchliche Identifizierung von kolloid und amorph ist jedenfalls ganz unberechtigt. Man kann sich mit v. WEIMARN sehr wohl vorstellen, daß das, was einen kolloiden Körper zusammensetzt, kristallin sei. Daß z. B. eine Bewegung der Flüssigkeit nicht wie bei den LEHMANN'schen flüssigen Kristallen diesen etwaigen Kristallcharakter der Teilchen eines Kieselsäuresols erkennen läßt, kann dadurch bedingt sein, daß ihnen jene flache Form fehlt, welche z. B. bei der Fischschuppenessenz und bei den suspendierten Elementen des Tigerauges sich im Seidenglanz äußert. Oder jedes Teilchen dieser Sole ist kein einfacher Kristall, sondern ein Aggregat von solchen, so daß man das Sol schließlich als disperses Gel bezeichnen könnte, bei dem jedes Gelteilchen amikrokristallin ist.

Ist auch das Gel des Opals in diesem Sinn amikrokristallin, so handelt es sich bei dem, was man bisher als Kristallinischwerden bezeichnete, nur um ein Größerwerden von einigen irgendwie bevorzugten Individuen. OSTWALD hat auf die Tendenz des Wachsens der größeren Kristalle auf Kosten der benachbarten kleineren hingewiesen. Aber neben dieser Disponierung durch die Größe können noch allerlei andere Momente eine Rolle spielen, die zuerst einen minimalen Vorsprung gewähren[1], der dann allmählich immer größer wird. Zu diesen gehört auch das Freisein oder Umgebensein der Kieselsäure von Schutzkolloiden, besonders von solchen des Eisenoxyds.

Auf die zwei Arten der Entstehung größerer Kieselsäuremolekülkomplexe haben die Schutzkolloide zwar ähnlichen, aber doch nicht ganz gleichen Einfluß. Die Agglutination, d. h. das Zusammentreten zweier fertiger Molekülkomplexe kann durch sie ganz verhindert werden; auf eine infolge intermediärer Lösung erfolgende Kristallisation jenes Überschusses von Kieselsäure, welcher nicht vom Ferridgel durch Adsorption oder feste Lösung gebunden ist, wirkt dieses Schutzkolloid dagegen nur verzögernd.

So ist der Membranogel-Charakter der pigmentierten Lage des Achats häufig noch vollkommen erhalten, wenn die nichtpigmentierten Lagen schon deutlich kristallin geworden sind. In einems päteren Stadium erstrecken sich aber die sichtbaren Chalcedonkristalle, wie es HEIN[2] zeigte, auch in die pigmentierten Lagen hinein.

Manche Achate aus Uruguay zeigen Stellen, für welche eine Deutung durch Diffusionsschichtung nicht gut zutreffen kann: Die

---

[1] Centralbl. f. Physiol. **24**. No. 12. (1910.)

[2] H. HEIN, „Unters. über faserige Kieselsäuren". Dissert. (Kiel 1907.) N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. 1908. p. 182.

untere Hälfte besteht aus wagerechtlaufenden Lagen. Die obere Hälfte zeigt dagegen die normale konzentrische Achatstruktur.

Nun entsteht ja durch Diffusionsschichtung auch der oft mehr oder weniger gerade Linien aufweisende Bandachat. Aber im Gegensatz dazu gibt das Milieu hier keine Berechtigung zur Anwendung der gleichen Erklärung. Oder man müßte an die Möglichkeit denken, daß zuerst der Hohlraum nur zur Hälfte angefüllt war von einem Kieselsäuregel mit oben glatter Oberfläche, und daß eine darüber geflossene Eisensalzlösung dann die Schichtungen hervorgebracht habe.

Aber diese Schichtungen weisen gewöhnlich einen etwas anderen Charakter auf als die durch Diffusion entstandenen. Sie sind weniger scharf und laufen nicht mit gleicher Regelmäßigkeit durch. Sie machen mehr den Eindruck einer Entstehung durch Sedimentation.

Wenn eine solche zustande kommen konnte, durfte die Kieselsäure noch nicht im Gelzustand sein. Als Vorstufe des Gels muß aber ja doch eine Lösung oder ein Sol angenommen werden. Diffundierten in das Sol allmählich das Eisensalz oder eins der anderen Fällungsmittel ein, so konnten aus den gleichen Ursachen, welche beim Gel die rhythmischen Ablagerungen veranlassen, auch hier solche durch Sedimentation entstehen. Später hat sich der Raum über diesem Sediment mit Kieselsäuregel ausgefüllt und dort hat sich dann ein Diffusionsachat ausgebildet.

Nun scheint es gerade hier zunächst viel näher zu liegen, daß man zu der alten Theorie zurückgriff und einfach einen rhythmischen Zufluß des Kieselsäurematerials annähme. Ursachen für einen solchen Rhythmus gibt es ja genug: Geysire, die durch die Jahreszeiten veränderte Beweglichkeit der Flüssigkeiten usw. Daß die andere Theorie genug erkläre, darf hiergegen nicht eingewandt werden; denn die Natur ist nicht nur reich, sondern sie wendet ihren Reichtum auch an und bewirkt auch sonst Ähnliches mit sehr verschiedenen Mitteln. Es ist also nicht jenes von den Naturphilosophen jetzt so viel benützte Prinzip der Sparsamkeit, welches Anlaß zu diesbezüglichen Zweifeln ist. Solche wurden vielmehr ausgelöst durch den Anblick einiger anderer Achate aus Uruguay, bei welchen sich solche horizontale Schichtungen im Allerinnersten befanden. Um diese herum liefen in vollkommen geschlossener Form die normalen konzentrischen Schichtungen.

Bei diesen muß das Gel nachträglich nochmals in den Solzustand übergegangen sein. Hierfür genügt aber unter passenden Vorbedingungen nach den Untersuchungen von Jordis und Hennis [1] eine Temperatursteigerung.

---

[1] Journ. f. prakt. Chem. N. F. 77. p. 238. (1908.) — **81**. p. 289 (1910.). — Wilh. Hennis, Dissert. Erlangen (1906.).

Aus dieser abermaligen Verneinung eines rhythmischen Zuflusses des Kieselsäurematerials möge nun aber nicht eine Tendenz herausgelesen werden, die Einflüsse von äußeren Rhythmen überhaupt abzustreiten. Es soll sogar als wahrscheinlich hingestellt sein, daß sich ähnlich wie bei den Otholithen der Fische oft die Wirkungen von äußeren und inneren Rhythmen übereinanderlagern; daß Ungleichmäßigkeiten in der Zufuhr der fällenden Salze, der Wechsel der Temperatur und manches andere auf die Abstände der Diffusionschichtungen von Einfluß sein werden.

Die Einteilung und Verbreitung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland.

Von **K. Olbricht** in Lüneburg.

Mit einer Kartenskizze [1].

In einer kürzlich erschienenen Arbeit (Die Exarationslandschaft. Geologische Rundschau 1910, p. 59—68) habe ich meine Anschauungen über die Entstehung der eigenartigen Rinnenseen im Hinterlande der baltischen Endmoräne kurz dargelegt und bin zu den Ergebnissen gekommen, daß einmal diese Seen durch glaziale Abtragung entstanden sind unter zugleich einsetzender starker Aufpressung der in ihrer Nachbarschaft vorkommenden diluvialen Schichten, daß außerdem aber diese Umformung wahrscheinlich einem jüngeren Eisvorstoß seine Entstehung verdankt, als demjenigen, der die mächtigen Grundmoränen dieser Gebiete schuf. Diese welligen mit zahlreichen radial angeordneten Rücken und Senken ausgestatteten Landschaften habe ich „Exarationslandschaften" genannt, im Gegensatz zu dem bisher üblichen nichtssagenden Ausdruck „kuppige Grundmoränenlandschaften". Diese Exarationslandschaften entstanden also nach meiner Auffassung durch Umformung älterer Grundmoränenlandschaften; mit einer äußeren Ausstattung mit zahlreichen langgestreckten Seen verbindet sich ein stark gestörter Untergrund, dessen Auffaltungen teils senkrecht, meist aber im Sinne der Eisbewegung verlaufen.

Der baltischen Endmoräne, welche diese Landschaften im Süden girlandenartig begrenzt — auf der Karte ist nur ihr ungefährer Lauf angegeben, da die bisherigen Arbeiten zu einer klaren Abgrenzung durchaus noch nicht ausreichen —, sind im Süden ausgedehnte Sandrebenen vorgelagert, die sich nach den vorhandenen Angaben weit hinab in die bekannten Urstromtäler ziehen. Die Urstromtäler müssen also schon eingetieft worden sein, bevor sich diese Sandr in ihnen ablagern konnten. Dar-

---

[1] Verkleinert nach meiner größeren Originalkarte im Maßstab 1 : 500 000.

aus geht meines Erachtens ziemlich klar hervor, daß die baltische Endmoräne nicht während einer Stillstandslage der abschmelzenden Gletscher entstand und sie demselben Eisvorstoß angehört, der die diluvialen Schichten in Brandenburg und Posen schuf, sondern daß sie von diesem durch eine Zeit getrennt war, in der die Zertalung durch das Wasser eine gewisse Arbeit leisten mußte. Ich nehme daher an, daß die baltische Endmoräne die Südgrenze eines neuen selbständigen Eisvorstoßes bezeichnet, den ich „baltischen Vorstoß“ genannt habe.

Dieser baltische Vorstoß wird von der Würmeiszeit — d. h. der letzten Eiszeit der Beamten der Landesanstalt, die auf ihren Karten (z. B. Blatt Harburg) neuerdings den Namen „Weichseleiszeit“ gebrauchen, ohne ihn in den zugehörigen Erläuterungen zu erklären — durch eine Zeit getrennt, in die ich nicht nur das von mächtigen Sanden überlagerte Lauenburger Torfmoor, sondern auch die Lösse der Börde und der Heide und des Fläming (Floßlehm, Feinsande) stelle, die auf Würmmoränen liegen, welche teilweise vor Ablagerung der Lösse verwitterten, wie es aus den Kartierungen in der Börde und den Befunden von Wiegers bei Hundisburg klar hervorgeht. Im Gegensatz zu den Beamten der Landesanstalt setze ich nun die baltische Endmoräne nicht in Ostpreußen fort, aus Gründen, die ich gleich zeigen werde.

Betrachten wir die Oberfläche der Würmmoränen, die sich im Süden der baltischen Endmoräne ausdehnen, so sehen wir, daß sie ein ganz verschiedenartiges Landschaftsbild gewähren.

In den äußersten Randgebieten (Lüneburger Heide, Unterelbgebiet, Magdeburger Börde, Süd-Brandenburg und Süd-Posen) zeigen die Würmmoränen tischebene Oberflächen, verbunden mit nur selten gestörter Lagerung. Nur an wenigen Stellen (Fläming und Lüneburger Heide) hat die Zertalung ein reich gegliedertes Hügelland geschaffen.

Diese Landschaftsformen reichen aber nicht bis an die baltische Endmoräne, sondern dazwischen schiebt sich ein Gebiet mit anderem Formenschatz. Zahlreiche Rinnenseen stellen sich ein, dazwischen schieben sich langgestreckte Rücken und an den Stellen, wo tiefe Gruben einen Einblick in den Bau der Landschaft gewähren, sind die Schichten stark gestaucht und gefaltet, wie im Hinterlande der baltischen Endmoräne. Hier haben wir offenbar ältere Exarationslandschaften vor uns, deren Seen uns noch heute gute Leitlinien gewähren, während die meisten Höhen schon abgeböscht sind und nicht mehr die unruhigen Landschaftsformen der südlichen Ostseerandlandschaften aufweisen. An anderen Stellen sind auch die Seen zugeschüttet oder von vermoorten Alluvionen überdeckt; dann zeigt uns nur noch der radiale Verlauf der Höhen die Genesis der Landschaftsformen (vergl. dazu die Landschaftsformen der Altmark auf meiner Höhenschichtenkarte der Lüneburger Heide

[PETERMANN's Mitteilungen. 1910. II. Heft 3]). Auch bei diesen Landschaftsformen stellen die Seen gute Leitlinien dar und zeigen — im Verein mit gleichgerichteten Gletscherschrammen bei Hohensalza! —, daß sich diese ältere Exarationslandschaft offenbar auch in Ostpreußen fortsetzt. Wir schließen also, daß die Abschmelzphase der Würmeiszeit von einem neuen Vorstoße unterbrochen wurde, den ich Goploschwankung genannt habe nach dem schönsten dieser Binnenseen in Posen (vergl. OLBRICHT, Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. p. 22, 25 u. 34). Den vermutlichen Südrand dieser älteren Exarationslandschaften gibt das Kärtchen an. Überall fällt er mit einer deutlich ausgesprochenen Wasserscheide zusammen, die z. T. von Endmoränenwällen eingenommen wird. Für Posen und Westpolen weicht meine Darstellung von der üblichen stark ab, doch bitte ich, zu diesem Zwecke die schöne VOGEL'sche Karte 1 : 500000 zu Rate zu ziehen, aus der es sich klar ergibt, warum ich berechtigt bin, die



Orte Turek, Kutno und Gostynin als äußerste Grenzen anzunehmen, denen sich zudem meist kleine Urstromtäler vorlagern, die sich in Posen von Lissa über Gostyn nach Jarotschin erstrecken.

In Ostpreußen läßt sich diese Grenze noch nicht verfolgen, da die dortigen als Endmoränen angesehenen Bildungen immer sporadisch auftreten (vergl. geologische Kartenblätter!) und ihre Festlegung zumeist von der persönlichen Auffassung der kartierenden Geologen abhängig ist und darum auch häufig wechselt (vergl. die Übersichtskarte in WAHNSCHAFFE's Oberflächengestaltung mit der KEILHACK'schen Karte der Endmoränen (Jahrb. der preuß. geol. Landesanst. 1909 Taf. 16 und der Karte [p. 169] in TORNQUIST's Geologie von Ostpreußen.) In solchen Fällen tritt die Bedeutung der Seen als Leitlinien der glazialen Formen besonders augenfällig hervor.

Weitere Gründe sprechen außerdem für die Selbständigkeit des Goplovorstoßes. Die seine Südgrenze markierenden Endmoränen und Wasserscheiden verlaufen nicht konzentrisch zu dem Südrande des Würmeises, sondern bleiben im Westen weiter von demselben zurück als im Osten. Hier ahnen wir, daß das Eis dieses jüngeren Vorstoßes durch die Höhenrücken des Fläming und der Lüneburger Heide verhindert wurde, weiter nach Westen vorzurücken. Noch weitere interessante Probleme tauchen nunmehr auf. Aus mehreren Beobachtungen scheint hervorzugehen, daß die Urstromtäler jünger sind als die sie kreuzenden Binnenseen (Umgebung von Berlin, Warthetal bei Birnbaum). Daraus ergeben sich vielleicht wichtige Anhaltspunkte zur genaueren Bestimmung ihres Alters. Daß dem Goplovorstoß nicht die Selbständigkeit des baltischen Vorstoßes zukommt, geht schon daraus hervor, daß bei seinem Südrande die Sandrebenen längst nicht so großartig entwickelt sind, wie am Südrande der baltischen Endmoräne.

Aus den bisherigen Mitteilungen geht hervor, daß das Gebiet, welches bisher einfach der Würmvereisung zugerechnet wurde, wahrscheinlich eine Mehrteilung erfahren muß, auf deren auffallende Übereinstimmung mit dem alpinen Schema ich nachher hinweisen werde.

Mehrere Tatsachen erlauben es uns nun aber auch, das Gebiet der Würmvereisung im Süden von denen älterer Vereisungen abzusondern. Zum ersten Male wies Wüst in seinen grundlegenden Lößuntersuchungen (Die Gliederung und Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes (Dies Centralbl. 1909. p. 385—392) darauf hin, daß die Nordgrenze des jüngeren Löß mit seinen Lößkindeln mit der Südgrenze der Würmvereisung zusammenfalle und schuf damit mit dem Saaletal im Westen von Halle einen wichtigen Fixpunkt. Durch Untersuchung und Verfolgung älterer eisenschüssiger Verwitterungsrinden im Gebiet der Lüneburger Heide und in ihrem südlichen Vorlande gelang es mir ebenfalls, die Südgrenze der Würmvereisung auf größere Erstreckung genauer festzulegen (Das Diluvium in der Umgebung von Hannover. Globus 1910. p. 277 bis 282. Zahlreiche Literatur und Übersichtskärtchen) und zugleich zu zeigen, daß einmal der Südrand des Würmeises in enger Beziehung zum interglazialen Relief der Lüneburger Heide steht, daneben aber die Lößuntersuchungen in diesem Gebiete versagen, da die Lösse offenbar im regenreichen nordwestdeutschen Flachlande allmählich auskeilen. Weiter im Osten fehlen uns Fixpunkte bisher ganz. Immerhin macht es die Verfolgung von Wasserscheiden und Endmoränen wahrscheinlich, daß der Rand des Würmeises in Sachsen mit der durch Endmoränen markierten Wasserscheide zwischen Eilenburg und Mühlberg zusammenfällt und noch weiter im Osten durch Wasserscheiden angedeutet wird, die sich von Rawitsch über Militsch, Krotoschin und Ostrowo erstrecken

und in Polen durch die Orte Sieradz, Lask und Lodz angedeutet werden. Als vorgelagertes Urstromtal wäre dann das Tal des Bartsch aufzufassen. Diese Anschauung steht nun durchaus nicht in Einklang mit den — allerdings unbewiesenen — Annahmen der Landesgeologen (Wahnschaffe, Oberflächengestaltung. p. 250), wonach das Eis der letzten Vereisungen weit nach Schlesien hineingereicht hat, deckt sich aber auffallend mit den Mitteilungen von Geinitz (Lethaea. Das Quartär. p. 274), die Wahnschaffe offenbar entgangen sind. Hiernach lagern in den Trebnitzer Bergen 6—8 m mächtige Lösse, die zudem Lößkindel aufweisen, also zum mindesten jüngerer Löß sind (auf der Karte T. B.). Damit ist hier ein wichtiger Fixpunkt geschaffen.

Auch das Diluvium südlich der Würmvereisung ist nicht als eine einheitliche Bildung aufzufassen. Einmal tauchen die Exarationslandschaften, die mit ihrer seenreichen Oberfläche (Kieselgur und Süßwasserkalklager der Lüneburger Heide! [vergl. Olbricht, Grundlinien. p. 72 unten]) in der Heide das Liegende der Würmmoränen bilden, offenbar im Westen unter den Aufschüttungen der Würmvereisung hervor und bilden hier an manchen Stellen des Gebietes zwischen der Unterweser und Ems ein überaus hügeliges Relief mit zahlreichen parallel gerichteten Höhen — Hümling, Gebiet um Oldenburg —. Daneben aber weisen zahlreiche Bildungen in West-Hannover und Schlesien darauf hin, daß hier Ablagerungen von zwei Vereisungen vorliegen.

Einen ersten wichtigen Fixpunkt verdanken wir wiederum Wüst, nach dessen Untersuchungen in Thüringen die Grenze zwischen der jüngeren Riß- und der älteren Mindelvereisung mit der Nordgrenze des älteren Löß zusammenfällt. Nach Wüst reicht im Saalegebiet die Rißvereisung etwa bis in die Gegend von Kamburg und Kösen. In Schlesien reicht die Rißvereisung bis in die Gegend von Bielschowitz, wo (Wahnschaffe, p. 250 etc.) zwei mächtige, durch Sande getrennte Grundmoränen erbohrt wurden. Eine äußere Grenze ist nach den bisherigen Untersuchungen nicht zu ziehen, doch bemerke ich, daß wir weiter im Süden eine auffallende Wasserscheide haben, der westlich der Oder das Zinnatal (zwischen Leobschütz und Ratibor) vorgelagert ist, während sie im Osten ungefähr durch die Orte Rybnik, Nikolai und Myslowitz bestimmt ist. Es ist nun sehr bemerkenswert, daß diese Wasserscheide sich weit hinein nach Polen verfolgen läßt, wo das Tal der Przemzsa und die Lysa-Gora zwei wichtige Fixpunkte bilden. Im Süden dieser Wasserscheide lagern zudem über nordischen Ablagerungen Lösse, die stellenweise mehr als 20 m mächtig werden (Loszinski, Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Verhdl. d. geol. Reichsanst. 1910. p. 133 etc.).

Im Gebiete des südlichen Hannover fehlen bisher Fixpunkte völlig, doch zeigen die mehr als 20 m mächtigen stark verwitterten

Lösse bei Albaxen an der Weser, daß wohl auch hier die Rißvereisung nicht bis an die Südgrenze der nordischen Geschiebe reicht.

In West-Hannover bildet die große, an vielen Stellen — (besonders bei Münster (Wegner, Über eine Stillstandslage der letzten Vereisung im Münsterlande. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 387 ff.) — durch eine Endmoräne markierte Wasserscheide im Westen der Ems eine wichtige Grenze. Im Osten derselben wurden mehrfach zwei Grundmoränen erbohrt, im Westen erweisen die Bohrungen nur eine einzige[1].

Wir haben also zahlreiche Andeutungen dafür, daß auch die Ablagerungen der Rißvereisung im Süden ausklingen und sich bis zur Südgrenze der nordischen Geschiebe ein Gebiet ausdehnt, in welchem nur die Ablagerungen der noch älteren Mindelvereisung vorkommen, die an mehreren Stellen von mächtigen älteren Lössen überdeckt werden.

Nach meiner Ansicht sind es also die Ablagerungen der Mindelvereisung, die sich im Westen weit hinein in das Rheinland ziehen und hier, mit den Schottern des Rhein und der Maas wechsellagernd, es uns gestatten, Proben auf die Richtigkeit unserer Rechnung vorzunehmen. Ich knüpfe an die schönen Darlegungen Mordziol's an (Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Das Diluvium. Geol. Rundsch. 1910. p. 322 etc.)[2].

Aus diesen Untersuchungen erkennt man, daß das rheinische, als einheitliche Bildung aufzufassende, nordische Diluvium jünger ist als die Hauptterrasse und etwa gleichalt mit der Mittelterrasse, die stellenweise von älterem Löß bedeckt ist, also ziemlich wahrscheinlich der Mindelvereisung angehört. Aus diesen Beziehungen, deren Einzelheiten ich in dem genannten Aufsatze nachzulesen bitte, geht hervor, daß also das Diluvium im Westen der Ems sicher älter ist als das Riß-Würminterglazial, sehr wahrscheinlich sogar älter als das Mindel-Rißinterglazial. Ich glaube, daß aus diesen Mitteilungen erhellt, daß meine Anschauungen zum

---

[1] Hierbei erinnere ich noch einmal ausdrücklich an die große Bedeutung, welche Wasserscheiden für die Feststellung von Vereisungen — oder Phasen solcher — haben können. Das größere Alter der glazialen Ablagerungen des Emsgebietes geht auch aus einer Betrachtung der Blätter Lohne, Bakkum und Platlünne der geologischen Karte von Preußen hervor. Die hier anstehenden eigenartigen Tertiärinseln halte ich für Reste von aufgepreßten Endmoränen, etwa zu vergleichen mit den zu Endmoränen aufgepreßten Schottern der rheinischen Hauptterrasse.

[2] Mit Absicht gebrauche ich immer die alpinen Namen, da es sich immer klarer herausstellt, daß die Klimaschwankungen des Eiszeitalters gleichzeitig sich über die ganze Erde erstrecken und sich deshalb die eiszeitlichen Ablagerungen verschiedener Gebiete beim Vorschritte der Untersuchung — wir stehen immer noch in den Kinderschuhen — ohne Schwierigkeiten miteinander parallelisieren lassen werden können.

mindesten einen sehr großen Grad an Wahrscheinlichkeit an sich tragen und sich aus ihnen wieder die große Notwendigkeit des Parallelisierens ergibt, für die nur noch nach wenigen Geologen und Geographen „kein Bedürfnis“ [1] vorliegt.

Überblicken wir das beigegebene Kärtchen, so erkennen wir, daß die Ablagerungen der älteren Vereisungen in Mitteldeutschland nur sehr lückenhaft vorhanden sind, dagegen in Westdeutschland und Ostdeutschland und Polen weite Flächen einnehmen. Ferner verlaufen die Grenzen der verschiedenen Vereisungen durchaus nicht konzentrisch zu der Südgrenze der nordischen Geschiebe überhaupt, sondern schneiden sie unter mannigfaltigen Winkeln. Dies auf den ersten Blick unwahrscheinliche Verhalten findet in der Natur des Landes eine recht wahrscheinliche Begründung. In Mitteldeutschland ist die Südgrenze der nordischen Geschiebe keine natürliche. Das Eis konnte sich nicht frei entfalten, sondern wurde an den Mittelgebirgen gestaut. Ältere Ablagerungen fielen hier zudem wegen der großen Höhenlage dieses Gebietes leicht der Abtragung anheim. Im Osten und Westen hingegen konnten sich die Vereisungen frei ausdehnen. Ihre Ablagerungen unterlagen nur einer geringen Abtragung und die Grenzen der verschiedenen Vereisungen — zumeist mit großen Wasserscheiden zusammenfallend — verlaufen auffallend konzentrisch zu den jüngeren Moränenzügen.

Der Verlauf des Eiszeitalters ist also in Norddeutschland nach meiner Auffassung folgender:

Baltischer Vorstoß (β auf der Karte).
Baltische Schwankung. Lösse und Lauenburger Torfmoor.
Würmeiszeit mit dem Goplovorstoß.
Riß-Würm-Interglazial. Jüngere Lösse. Kieselgurlager.
Rißeiszeit.
Mindel-Riß-Interglazial. Ältere Lösse.
Mindeleiszeit (Südgrenze der nord. Geschiebe).
} Schichten stark eisenschüssig verwittert mit zersetzt. Geschieben.

Es bestehen also die auffallendsten Ähnlichkeiten mit dem Alpengebiet. Man hat sich früher oft daran gestoßen, daß in den Alpen die Rißgletscher weiter vorrückten als die Mindelgletscher, weiß aber heute, daß der normale Verlauf der eiszeitlichen Klimaschwankungen z. T. durch tektonische Faktoren — stetige Hebung der Alpen — verändert wird, wie es in den Südalpen selbst schon Penck für die Würmgletscher festgestellt hat.

[1] Herr Braun (Privatdozent d. Erdkunde in Berlin) vertritt diese Anschauung wohl in einer gegen mich gerichteteten Polemik (Hettner's Geographische Zeitschrift 1910), genau das Gegenteil aber in einer Arbeit „Felix Wahnschaffe“, die zeitlich von der ersteren nur um einen Monat verschieden ist (Geographischer Anzeiger 1911. Heft II).

Bisher sind wir noch nicht imstande, diese Hebungen zu eliminieren, und die meisten für die eiszeitlichen Schneegrenzen in den Alpen aufgestellten Zahlen sind nur als rohe Durchschnittswerte zu betrachten.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit können wir den Verlauf des Eiszeitalters in Norddeutschland nur vom Maximum der Mindelvereisung an verfolgen. Sehr wahrscheinlich gehen dieser noch ältere kleinere Vereisungen voran, deren Ablagerungen wahrscheinlich zum größten Teil zerstört oder so tief liegen, daß sich die exakte Forschung mit ihnen nicht befassen kann. Von großer Bedeutung für diese Fragen werden daher die Lößuntersuchungen im mittleren Rheintal sein, deren Ergebnisse hoffentlich bald veröffentlicht werden. Sie erweisen deutlich eine Aufteilung des älteren Löß in mehrere Stufen [1].

Auch in der Zeit, die auf den baltischen Vorstoß folgte, wurde das Klima nicht allmählich wärmer, sondern regenreiche kühle und warme trockene Zeiten wechseln miteinander ab. In die trockenen Zeiten fallen nicht nur zahlreiche kleinere Schuttkegel, sondern auch die Terrassen der Heidetäler mit ihren deltaartigen Fortsetzungen. Einige dieser Schuttkegel zeigt schön das Blatt Harburg der geologischen Karte von Preußen.

Auf einige eigentümliche Erscheinungen möchte ich noch kurz hinweisen. Betrachten wir die Lagerungen der diluvialen Schichten, so sehen wir, daß im weitaus größten Teil des norddeutschen Flachlandes über ausgedehnten Sandrn große Grundmoränendecken liegen, die nicht mehr von jüngeren Sanden überdeckt werden. Daraus habe ich geschlossen (Grundlinien. p. 521), daß den Sanden Norddeutschlands eine ganz bestimmte Stellung im Diluvialprofil zukommt und die Gletscher offenbar unter ganz anderen klimatischen Bedingungen vorrückten, als abschmolzen.

Ferner weichen meine Ansichten über Endmoränen von den üblichen stark ab. Ich bin der Ansicht, daß sämtliche norddeutschen Endmoränen nur modifizierte Aufpressungen sind (Grundlinien. p. 523) und finde immer mehr Bestätigungen für meine Auffassung.

Zu diesen Auffassungen bemerke ich ausdrücklich, daß es sich bei ihnen zum großen Teil noch nicht um endgültige Feststellungen handelt, sondern um Versuche, manche Probleme zu lösen. Ich habe daher durchaus nicht die Absicht, meine Ansichten anderen aufzudrängen, sondern will nur verhindern, daß unausgereifte Hypothesen als Autoritätsdogmen hingestellt werden, wie es heute gerade bei der Glazialgeologie leider so oft der Fall ist.

---

[1] Die ersten sicheren Beweise einer noch älteren Vereisung bestehen in den Funden nordischer Gerölle in den Schottern der rheinischen Hauptterrasse (Günz-Vereisung?).

Nachtrag.

Schon nach Abschluß dieser Zeilen erhielt ich Kenntnis von folgenden wichtigen Arbeiten:

1. Chr. März: Das Diluvium der sächsischen Oberlausitz. (Jahresber. der Drei-Königsschule Dresden. 1909.)

2. Tietze: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Breslau. (Jahrb. der k. preuß. geol. Landesanst. 1910.)

3. v. Linstow: Das Alter des Lösses am Niederrhein und bei Köthen-Magdeburg. (Ebd. 1910.)

4. Harbort: Geologische Verhältnissse der Umgebung von Neustadt a. Rübenberge. (Ebd. 1910.)[1]

Da sich der Inhalt dieser Arbeiten erfreulicherweise im wesentlichen mit meinen Anschauungen deckt, will ich hier nur einige wichtige Punkte herausheben.

Zu 1. März beschreibt aus der Umgebung von Löbau 6—6 m mächtige entkalkte und verlehmte Lösse, die es wahrscheinlich machen, daß die Würmvereisung dieses Gebiet nicht mehr erreichte. Mehrere Terrassen faßt er als Aufschüttungen in Trockenzeiten auf. Die Endmoränen dieser Gegend werden (p. 10) stellenweise aus aufgepreßten Schottern aufgebaut.

Zu 2. Tietze beschreibt bei Breslau Landschaften mit stark abgeböschten Formen und von den Trebnitzer Bergen 6—8 m mächtige Lösse mit Kindln (p. 293). Im Norden der Trebnitzer Berge liegen ausgedehnte Sandrebenen, die wahrscheinlich als Sandr aufzufassen sind, die den äußersten Rand des Würmeises umkränzen. Sehr wichtig sind seine Anschauungen über die Verwitterung von Grundmoränen, die sich mit meinen eigenen vielfach decken (p. 280).

Auf diese Verwiterungserscheinungen kommt auch Linstow (3.) zu sprechen und weist besonders darauf hin, daß im Gebiete älterer Vereisungen die Grundmoränen (p. 339) durchaus nicht immer entkalkt zu sein brauchen, da einmal eine zeitweise Verhüllung (Lösse, die später wieder zerstört wurden?) die Verwitterung verhinderte, daneben aber vielleicht große Teile von Verwitterungsrinden wieder abgetragen sein können. Ich glaube, daß dieser Vorgang namentlich in den höher gelegenen subsudetischen und subkarpathischen Gebieten — aber auch in Thüringen! — leicht

[1] Inzwischen hat auch Herr Gagel in diesem Centralblatt unter der Überschrift „Nochmals Herr Olbricht“ meine Entgegnung einer Kritik unterzogen, in der hinlänglich bekannten Tonart. Es widerstrebt mir — wie auch anderen Gegnern Herrn Gagel's — eine derartige Polemik fortzusetzen und auf die vielen vorgebrachten Einzelheiten nochmals einzugehen, zumal auch Herr Gagel nicht alle erörterten Punkte berührt hat und überdies zu einigen der strittigen Fragen inzwischen auch von dritter Seite (vergl. dies. Centralb. 1911. No. 9) Stellung genommen worden ist.

einsetzen konnte. Vielleicht erweist es auch die Forschung der Folgezeit, daß bei diesen offenbar flächenhaft wirkenden Abtragungen — ich erinnere an die Verebnung einiger Teile älterer Exarationslandschaften — Faktoren eine Rolle spielen, die Passarge als „Flächenspülung" bezeichnet (Verwitterung und Abtragung in den Wüsten und Steppen Algeriens. Verhandl. des 17. Deutschen Geographentages 1903, besonders p. 109 etc.). Diese Vermutung liegt nicht so ganz in der Luft, wenn wir bedenken, daß offenbar mehrfach in den Zwischeneiszeiten bei uns Klimate geherrscht haben, wie wir sie heute lebend und wirksam in den Steppen finden. (Die Bedeutung der Flächenspülung für die Entstehung der Gehängeschuttbildungen der Lüneburger Heide gedenke ich demnächst in dem in Vorbereitung sich befindenden II. Teile meiner Arbeit „Neuere Beobachtungen in den diluvialen Schichten der Umgebung von Lüneburg" zu erörtern.)

Ich schrieb daher schon an anderer Stelle (Neuere Beobachtungen in den diluvialen Schichten der Umgebung von Lüneburg (Dies. Centralbl. 1910. p. 612), daß stark verwitterte Grundmoränen immer älteren Vereisungen angehören, wenig verwitterte aber nicht immer nur jüngere Grundmoränen zu sein brauchen. Daher bin ich auch der Anschauung, daß lokale Einschaltungen auffallend stark verwitterter Grundmoränen im Gebiet der baltischen Seenplatte entweder anstehende oder aber verschleppte ältere Bildungen darstellen. Den Feinsand des Fläming bezeichnet Linstow jetzt endgültig als Löß, was mich um so mehr freut, als ich diese Anschauung schon im Jahre 1909 (Grundlinien. p. 37 unten) geäußert und auch auf die sogen. Flottlehme der Heide ausgedehnt habe. Ich erwähne dies ausdrücklich, da bald möglicherweise von den Beamten der Landesanstalt auch diese als äolisch erklärt werden, ohne daß diese Herren es für nötig halten werden, meine Anschauungen zu erwähnen.

Zu 4. Harbort erwähnt entkalkte Grundmoränen und zwei Leineterrassen, die von 11 dcm mächtigem Anlehm bedeckt sind.

Die ebengenannten Arbeiten sind — im Verein mit den von der k. preuß. geol. Landesanst. herausgegebenen Karten — darum für meine Anschauungen wichtig, als sie zeigen, daß die Oberflächenformen des Flachlandes zumeist von Grundmoränendecken (z. T. in fazieller Abart der ungeschichteten Geschiebesande) eingenommen werden, ohne daß diese von neuem von mächtigen geschichteten Sanden überschüttet wurden, die jenen gleichwertig sind, die in flächenhafter Ausbreitung das Liegende dieser Grundmoränen bilden. Ebenfalls erscheinen die Endmoränen mehr und mehr als Aufpressungen, wie ich schon vorher bemerkte.

Ebenso bin ich — um dies nochmals ausdrücklich zu betonen —, ein überzeugter Anhänger der Wüst'schen Lößtheorien und stelle mit ihm die Lösse in den Höhepunkt — die Steppen-

phase — der Zwischeneiszeiten. Zurzeit ist die Ansicht, daß die Lösse unter dem Einfluß eines „periglazialen" Steppenklimas entstanden sind, recht verbreitet und wird auch von Solger neuerdings wieder als bewiesen hingestellt (Das Klima Norddeutschlands seit der Eiszeit. Mannus. II. 1911. p. 285 etc.). Diesen Anschauungen steht einmal die Tatsache gegenüber, daß die Lösse von ihren liegenden Moränen bald durch Verwitterungs-, bald durch Erosionsdiskordanzen [1] getrennt werden. Dazu kommt, daß der periglaziale Steppengürtel gar nicht so breit gewesen ist, wie man oft annimmt. Ich habe schon (Grundlinien. p. 35 oben) darauf hingewiesen, daß die südlichen, schwach entwickelten Urstromtäler in einer Zeit entstanden, während der die Mittelgebirge noch in dieser periglazialen Zone lagen und regenlos waren, während die nördlichen Urstromtäler offenbar schon durch das Wasser der von Süden kommenden Flüsse gespeist wurden, die Mittelgebirge damals also schon aus dieser Zone herausgerückt waren. Diese begleitete also offenbar nur als schmale, sich schnell verschiebende Zone den Eisrand. Sicher hat sie auch geologische Wirkungen hervorgebracht und die mächtigen Lösse Mitteldeutschlands zwar nicht aufgeschüttet, wohl aber lokal verweht, wie aus lokalen Beobachtungen hervorgeht, die mir Herr Prof. Wüst freundlichst mitteilte.

Auf meine Anschauungen über das Klima der „Postwürmzeit", die ich durchaus aufrecht erhalte und sogar mehr und mehr bestätigt finde, gedenke ich bei anderer Gelegenheit zurückzukommen und erwarte darum mit lebhaftem Interesse das Erscheinen der schon seit Jahren fertiggestellten Blätter „Berensen, Ebstorf und Bienenbüttel" der geologischen Karte von Preußen. Da diese Blätter trotz einer Voranzeige zur Frühlingsversammlung des niedersächsischen Geologischen Vereins (Ölsen) nicht zur Stelle waren, war es unmöglich, während des Ausflugs schon an Ort und Stelle auf mehrere strittige Fragen eingehen zu können.

Ueber die sogen. borealen Typen des südandinen Reiches.

Von **V. Uhlig**.

(Fortsetzung.)

Burckhardt möchte ferner die Richtigkeit seiner Bestimmung auch noch dadurch dartun, daß er die Existenz der 4 Stadien Michalski's bei den argentinisch-mexikanischen Typen im einzelnen nachzuweisen sucht. Folgen wir auch diesen seinen Ausführungen.

[1] Derartige gewaltige Erosionsdiskordanzen unter der westlichen Fortsetzung der Bördelösse erwähnt Harbort (III. Jahresbericht des niedersächsischen Geol. Vereins. p. V).

Das vierte Stadium Michalski's soll nach Burckhardt bei seinem *Virgatites scythicus* (Beiträge etc. Taf. VII Fig. 1 und 2) ausgebildet sein. Das Exemplar Fig. 1 läßt auf dem vordersten Schalenviertel an den Flanken fünf kräftige Hauptrippen erkennen, zu denen auf dem Externteil 18 kurze Spalt- und Schaltrippen gehören. Es entfallen sonach auf eine Hauptrippe 3—4 kurze Spalt- und Schaltrippen und wir haben es daher hier mit dem Bündelrippenstadium zu tun [1]. Daß Burckhardt hier das biplikate Schlußstadium zu erkennen glaubte, erklärt sich vermutlich aus dem Umstand, daß sich hier die Verbindung der kurzen Spaltrippen mit den langen Hauptrippen an einzelnen Stellen zu lockern beginnt, so daß an einer Stelle ein Bündel zu sehen ist, das aus einer biplikaten Rippe und einer kurzen Schaltrippe besteht. Dieser Berippungstypus ist aber gänzlich verschieden von dem biplikaten Schlußstadium der russischen Virgaten, wo eben nur biplikate Rippen neben langen Einzelrippen ohne Spur von Schaltrippen entwickelt sind. Den fünf Hauptrippen auf den Flanken könnten im Schlußstadium von *Virgatites* nicht 18, sondern nur 10 oder weniger Rippen auf der Externseite entsprechen. Dagegen stimmt dieser Berippungstypus vorzüglich mit den Verhältnissen des äquatorialen Stammes überein, wo am vorderen Teile der Wohnkammer die Verbindung der Spaltrippen mit den Hauptrippen, den „Stielen" der Rippenbündel durchgehends mehr oder minder stark gelockert ist. Dasselbe Verhalten zeigen Burckhardt's Fig. 2 und Fig. 8 [2].

Das Stadium 3 glaubt Burckhardt bei allen seinen Exemplaren verwirklicht und es sind in der Tat bei allen Bündelrippen vorhanden. Aber es besteht hier nicht nur der schon besprochene Unterschied, daß die Bündelrippen bei den borealen Typen auf dem inneren Gewinde, bei den äquatorialen auf dem äußeren Umgange (Wohnkammer) gelegen sind, sondern die spezielle Ausbildung der Rippenbündel ist eine völlig verschiedene. Bei den borealen Typen erscheinen bis zu sechs und mehr Spaltrippen zu

[1] Burckhardt's Beschreibung dieser Partie lautet (l. c. p. 46): „An dem vorwärtigen Umgangsteil finden sich teils zwei-, teils dreispaltige Hauptrippen und dazwischen je ein bis zwei eingeschobene, nur auf der äußeren Umgangshälfte vorhandene Dorsalrippen". Von meiner Seite wurde darauf aufmerksam gemacht, daß den dreispaltigen Rippen auf dem vordersten Gehäuseteile des Exemplares Fig. 1 vierspaltige Rippen vorangehen (Denkschriften. 85. p. 71, Fußnote 4). Man könnte hier an beginnende Reduktion im Sinne der Virgatenskulptur denken, trügen nicht die inneren Windungen Gabelrippen. Das Exemplar Fig. 2 zeigt diese Erscheinung nicht, die übrigens bei vielen *Virgatosphinctes* zu sehen ist, wo drei- und vierspaltige Rippen unregelmäßig wechseln können.

[2] Wie es um das von Burckhardt erwähnte Exemplar von Symón bestellt ist, läßt sich bei dem Mangel einer Beschreibung und Abbildung nicht beurteilen.

einem Bündel straff zusammengefaßt, das insgesamt einen erhöhten Schalenteil einnimmt und von den benachbarten Rippenbündeln durch eine breite glatte, tief ausgehöhlte Schalenpartie scharf gesondert ist. An keiner Stelle findet sich bei den mexikanischen und argentinischen Formen eine damit übereinstimmende Gestaltung. Vielmehr sind die Rippenbündel bei dem äquatorialen Stamme zumeist so wenig scharf gesondert, daß Zwischenrippen vorhanden sind, die ebensogut zu dem einen wie zu dem benachbarten Rippenbündel gezählt werden können. Niemals sind die glatten Schalenteile zwischen den Bündeln so breit, so scharf gesondert und so stark vertieft, wie bei den borealen Formen, auch ist die durch die Hauptrippe und die unterste Spaltrippe gebildete Einfassung der Rippenbündel niemals so scharf wie bei den borealen Typen.

Gerade diese merkwürdige spezielle Ausbildung der Rippenbündel, die dem borealen Stamme seinen Namen gegeben hat, ist es aber, die seit jeher allen Paläontologen als das kennzeichnende unvergleichliche Sondermerkmal dieser Gruppe erschienen ist. Ein *Perisphinctes* mag virgatotome Rippen haben, aber er ist kein *Virgatites*, wenn er nicht dieses spezielle Rippenbündel-Stadium aufzeigt. Die argentinischen und mexikanischen Formen zeigen wohl virgatotome Spaltung, auch Bündelung der Rippen, niemals aber das spezielle Stadium 3 der echten borealen Virgatiten.

Auf diese Weise ist durch den von Burckhardt angeregten Vergleich der einzelnen Stadien nur noch klarer geworden, daß weder im einzelnen, noch im allgemeinen die Entwicklung der argentinisch-mexikanischen Formen mit den borealen Virgatiten übereinstimmt.

Ein Zufall wollte es, daß beide Haupttatsachen, auf die ich mich hier berufe, die völlige Verschiedenheit der Ontogenese und der Mangel des bezeichnenden Stadiums 3 bei den andinen Formen, von sehr unerwarteter Seite, nämlich von R. Douvillé, bestätigt wurden. „L'évolution, avec l'âge, des formes russes et argentines est différente", sagt Douvillé in seiner kürzlich erschienenen Arbeit über argentinische Ammoniten[1] und er betont auch den Mangel des Stadiums 3 bei den argentinischen Formen, und zwar mit den Worten: „Chez les formes argentines au contraire la phase à faisceaux de côtes nombreuses n'existe pas."

Wenn auch R. Douvillé die argentinischen Formen trotzdem zu *Virgatites* stellt, so beeinträchtigt das doch nicht im mindesten den diagnostischen Wert seiner zitierten Aussage, die völlig mit der meinigen übereinstimmt. Ob man aber berechtigt ist, Ammoniten, deren Verschiedenheit in wesentlichen Merkmalen klar-

[1] Céphalopodes argentins. Mém. Soc. géol. France. Paléontologie. t. XVII. fasc. 4. Paris 1910. p. 7. 8.

gelegt ist, zu derselben Gattung zu stellen, ist eine andere Frage, auf die wir weiter unten zurückkommen.

Zu den besprochenen kommt noch eine Reihe anderer Unterschiede. Bei allen russischen Virgatiten sind die Rippen des Externteiles zwar nicht stark, aber doch deutlich nach vorn vorgezogen, ähnlich wie bei *Simbirskites*. Bei allen russischen Virgaten sind die Rippen auf den Flanken viel weniger nach vorn geneigt, als bei den anderen Typen, ja die hinterste Rippe der Virgatiten-Bündel zeigt sogar ein deutliches Ausladen nach rückwärts, das bei keiner andinen Form bekannt ist. Bei allen Virgatiten fallen ferner die ungewöhnlich starken Schwankungen des Querschnittes und der äußeren Form auf. Anfangs hochmündig, flach und engnabelig, wird das Gehäuse später niedergedrückt, mit trapezförmigem oder rundlichem Querschnitt. Von alledem ist bei den argentinischen und mexikanischen Formen keine Spur vorhanden. Sie schließen sich auch in diesen Beziehungen völlig an den äquatorialen Stamm an. Selbst die Lobenlinie ist nicht so ähnlich, wie Burckhardt und Douvillé annehmen. Nach Pavlow steht der zweite Lateralsattel von *Virgatites* höher als der erste. Die schwachen Hilfsloben senken sich zwar ein wenig zur Naht, aber in der Stellung des zweiten Seitensattels drückt sich in leichter Andeutung das den borealen Gattungen eigene Vorgreifen der Scheidewand aus. Bei den andinen Formen hängen die Hilfsloben stärker herab und der zweite Seitensattel steht tiefer oder ebenso hoch wie der erste, niemals höher. Die Lobenlinien von *Virgatites australis* B. und ganz besonders von *V. mexicanus* B. (Mazapil, Taf. XXXI Fig. 5) mit ihrer starken Verzweigung und dem deutlich herabhängenden Nahtlobus zeigen die Merkmale der *Virgatosphinctes*-Linie und weichen von der Virgatiten-Linie gänzlich ab. Auch die von O. Haupt[1] gegebenen Beschreibungen der Loben seiner *Virgatites scythicus* und *V.* aff. *apertus* aus Argentinien lassen auf deutlich herabhängende Auxiliarloben schließen.

Diese Unterschiede, die vielleicht manchem geringfügig erscheinen möchten, sind sicherlich nicht ohne Bedeutung. Es gibt zu denken, daß sich die hier erwähnten Merkmale, inverse Loben, starke Querschnittsänderung und Bogenform der Externrippen, bei mehreren borealen Gattungen vorfinden. Ihr Mangel bei den südandinen Typen ist daher wohl nicht zufällig.

Werfen wir schließlich noch einen Blick auf die Tafeln Burckhardt's. In seinen „Beiträgen“ ist auf Taf. IV Fig. 7—10 eine Form mit einzelnen virgatotomen Rippen als *Perisphinctes contiguus* Zitt. (Cat.) abgebildet. Gewiß unterscheidet sich diese Form ein wenig von den vielen anderen *contiguus*-Typen, die bisher aus dem mediterranen und himalayischen Gebiete beschrieben

---

[1] Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. 1907. p. 198.

sind, aber nicht mehr, als diese untereinander. Auf derselben Tafel ist ein *Perisphinctes* aff. *pseudolictor* Choffat abgebildet, eine große Form, ebenfalls mit virgatotomen Rippen auf dem letzten Umgange und ebenso bestimmt, wie der *contiguus* Burckhardt's zum äquatorialen Stamme gehörig. Auf der folgenden Tafel V ist nun ein *Virgatites dorsoplanus* (Vischn.) Burckh. abgebildet. Es wird sicherlich Forscher geben, welche diesen *V. dorsoplanus* Burckh. unbedenklich mit dem *Perisphinctes contiguus* Burckh. spezifisch identifizieren werden; andere werden sie möglicherweise „spezifisch" trennen. Aber es wird sicherlich keinen geben, der nicht die allerengste Verwandtschaft dieser Formen annehmen wird, denn diese Verwandtschaft ist einfach handgreiflich.

In richtiger Würdigung dieses Verhältnisses hat sich wohl auch Burckhardt veranlaßt gesehen, Zweifel an der Zugehörigkeit seines *dorsoplanus* und *australis* zu *Virgatites* zuzulassen. Aber durch diesen Rückzug wird die Sachlage für Burckhardt nicht günstiger, denn nicht weniger handgreiflich ist auch die Verwandtschaft zwischen *dorsoplanus-contiguus* und seinem *Virgatites scythicus*. Und dasselbe Verhältnis widerholt sich in Mexiko. Hier werden von Burckhardt zwei Arten mit den Namen *Perisphinctes* cf. *danubiensis* Schloss. und *Perisphinctes* sp. (Zwischenform *contiguus-transitorius* nach Burckhardt) versehen und daher mit äquatorialen Typen in Verbindung gesetzt, drei andere erhalten die Gattungsbezeichnung *Virgatites* (*V. mexicanus* Burckh. n. sp., *Virgatites* sp. ind.), und doch besteht kein Zweifel, daß alle diese Formen einer und derselben engeren Gruppe angehören. Dem *V. mexicanus* wird auf Taf. XXXI Fig. 5 (Mazapil) eine Lobenlinie zugeschrieben, die bei ihrer starken Verzweigung und ihrem herabhängenden Nahtlobus, wie schon erwähnt, alle Merkmale der Lobenlinie des äquatorialen Stammes aufzeigt. Nichts kann schlagender als Burckhardt's Tafeln erweisen, daß sich die vermeintlichen borealen Virgatiten Mexikos und Argentiniens auf das engste an den äquatorialen Stamm anschließen, wie ich behauptet habe und behaupte.

Trotz der von Burckhardt zugegebenen Ausscheidung von *australis* und *dorsoplanus* bleibt doch die Abgrenzung seiner borealen Virgatiten gegen die Vertreter des äquatorialen Stammes nach wie vor künstlich und gezwungen und zu einer natürlichen Zusammenfassung könnte er nur gelangen, wenn er sich entschlösse, auch seine übrigen Virgaten dem *dorsoplanus* und *australis* nachzuwerfen und sie sämtlich der äquatorialen Gruppe, der Gattung *Virgatosphinctes* zuzuschlagen.

Solange er sich dazu nicht versteht, wird man ihm auch vorhalten, daß er offenkundig nächstverwandte Formen, die in demselben Gebiete so ziemlich in denselben Schichten beisammenliegen, aus verschiedenen, weit, weit entlegenen Entwicklungszentren herleite.

Burckhardt knüpft in seinem Aufsatze das Verständnis der Virgatenentwicklung an die Bedingung „vorurteilsfreier“ Vergleichung. Diese Bedingung ist insofern nicht erfüllbar, als wir ja alle mit Vorurteilen an neue Erscheinungen herantreten, und zwar mit denjenigen Vorurteilen, die wir uns durch vorangehende Studien und Erfahrungen gebildet haben. In diesem Sinne ist aber eine vorurteilsfreie Vergleichung gar nicht wünschenswert. Vielleicht würde Burckhardt die Virgatenfrage anders aufgefaßt und sich meiner Betrachtungsweise mehr genähert haben, wenn er die Beschreibung der Virgatosphincten der Spiti-Schiefer, die leider erst vor kurzem erschienen ist, aber schon lange vorher von mir vorbereitet war und meine Anschauungen beeinflußte, schon zur Zeit der Abfassung seiner „Beiträge“ hätte benützen können.

Die Virgatosphinctenfauna der Spiti-Schiefer enthält bis jetzt keine mit den Anden gemeinsamen Arten, wenn man von dem sehr weit gefaßten *Virgatites contiguus* absieht. Die südandinen Formen sind vorwiegend klein und entwickeln sich etwas rascher als die himalayischen, ihre Rippen sind stärker nach vorn geneigt und divergieren häufig etwas stärker. Diese letztere Eigentümlichkeit ruft hauptsächlich den ungewöhnlichen Eindruck hervor, den diese Typen machen und hat vielleicht dazu beigetragen, Anknüpfungen bei der borealen Fauna zu suchen, obzwar gerade die russischen Virgatiten nur sehr schwach nach vorn geneigte Rippen haben. Vielleicht wird es sich später herausstellen, daß die andinen Virgatosphincten eine eigene Lokalrasse, eine provinzielle Vikariante, oder vielleicht selbst eine eigene Untergattung bilden, wie ich bereits in meiner Beschreibung der Spiti-Fauna (l. c. p. 313) angedeutet habe. Allerdings beruht diese Vermutung auf einer sehr schmalen Erfahrungsgrundlage, da uns ja bis jetzt nur ein sehr geringer Teil der andinen und besonders der himalayischen Faunen bekannt ist. Wie dem auch immer sein mag, der enge Anschluß der andinen Formen an den äquatorialen *Virgatosphinctes*-Stamm ist erwiesen und bleibt von dieser untergeordneten Frage ganz unberührt.

(Schluß folgt.)

Entgegnung auf eine Mitteilung des Herrn Ph. Negris (Athen) in dies. Centralbl. 1911. No. 8. p. 268.

Von **Carl Renz** in Breslau.

Herr Ph. Negris hat es für nötig gehalten, seine in dies. Centralbl. erschienenen, sachlich inhaltsleeren Erwiderungen[1] in um so beleidigendere Formen zu kleiden.

[1] Ph. Negris, Erwiderung an Herrn C. Renz. Dies. Centralbl. 1909. p. 605. — Ph. Negris, Zweite Erwiderung an Herrn C. Renz. Dies. Centralbl. 1911. No. 8. p. 268.

Ich kann daher eine nochmalige Antwort schon aus Rücksicht auf meine Fachgenossen nicht unterlassen, obwohl es mir widerstrebt, einem alten, in seiner Heimat angesehenen Herrn, der sich auf Grund des Tatsachenmaterials nicht wehren kann, immer wieder in polemischer Form antworten zu müssen.

1. Herr Negris verallgemeinert zunächst meine Differenzen mit ihm und Herrn K. Ktenas und beschuldigt mich des Übelwollens gegen sämtliche griechische Geologen, obgleich er außerstande ist, für diese Behauptung auch nur den Schatten eines Beweises zu erbringen.

Ich habe im Gegenteil schon öfters meine Freude ausgesprochen über die regere Beteiligung der griechischen Geologen an der Erforschung ihres schönen und zukunftsreichen Landes und habe auch gediegene Arbeiten, wie die Forschungen von Th. Skouphos und S. A. Papavasiliu jeweils gebührend eingeschätzt.

Aber auch Herr Negris selbst sollte sich nicht über ein Übelwollen meinerseits beklagen.

Ich bin z. B. überzeugt, daß ihm mancher Kritiker bei der Beurteilung seiner doch nur humoristisch zu nehmenden „Asinischen Stufe“ [1] mit den Zonenfossilien „*Ammonites* und *Orthoceras*“ ganz anders „mitgespielt“ hätte, als dies von meiner Seite aus geschehen ist.

2. Herr Negris hat 1908 bei Dendra im Olonosgebiet Halobien beobachtet und infolgedessen eine Schrift „Sur la répartition des Halobies dans le Peloponnèse occidental“ erscheinen lassen [2]. Die von mir längst vorher aus derselben Gegend publizierten Halobien- und Daonellenvorkommen glaubte er dabei verschweigen zu können, weil er sie, wie er jetzt angibt, nicht persönlich besucht hat.

Abgesehen davon liegt jedoch das Vorkommen bei Dendra, wie ich bereits öfters erwähnte, in dem langgestreckten Band der Halobien-Daonellenschichten des Lakkomata- oder oberen Kamenitzatales. In meiner der Negris'schen Mitteilung längst vorangegangenen Publikation [3] hatte ich die zahllosen, den Hängen

[1] Angegeben in zwei verschiedenen Druckwerken, nämlich in Ph. Negris, Découverte des gîtes fossilfères triasiques en Argolide. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) 7. p. 61; und in Ph. Negris, Sur le Trias en Grèce. Athen 1907. Druckerei P. D. Sakellarios. Im Selbstverlage des Verf.

[2] Ph. Negris, Compt. rend. de l'Acad. des sciences. Paris 1908. **147**. p. 1008.

[3] Carl Renz, Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) **7**. p. 380. Es handelt sich hier, um es nochmals zu erwähnen, um die Streifen von obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten, die der Westfront des Olonoszuges entlang ziehen und die ich 1904 bereits in der Umgebung von Prostowitza und Skiada nachgewiesen hatte. 1907 wurde dann das durch das Kamenitzatal aufgeschlossene Band untersucht, das hier vom Apanokampos und der Ostwand des Apanokampos den Hängen des Kamenitzatales folgt, bis hinunter nach Kalamos und weiter nach Norden.

jenes Tales entlang laufenden Aufschlüsse gar nicht mehr einzeln angeführt, sondern eben ganz allgemein von den Vorkommen des Lakkomatatales gesprochen. Bevor ich jedoch diese 1907 festgestellte langgestreckte Ausdehnung im Lakkomatatal kannte, hatte ich die Halobien- und Daonellenschichten schon 1906 an einigen Punkten der Route von Lopesi nach Kalamos angetroffen und in einer kurzen Notiz in diesem Centralblatt erwähnt [1].

Die Häusergruppe Dendra ist nun dem Dorf Kalamos unmittelbar benachbart und beide Orte liegen an den Hängen des Lakkomata- oder oberen Kamenitzatales.

Daß Dendra zu den Vorkommen des Lakkomatatales gehört, will Herr Negris offenbar nicht begreifen, obwohl ein Blick auf die Karte jedermann von der Richtigkeit meiner Ausführungen überzeugen kann.

Mit der Miene gekränkter Unschuld spricht er ferner meine ihm angegebenen Arbeiten durch und kann darin den Fundort Kalamos nicht finden; dabei übergeht er aber gerade jene Abhandlung [2], in der der Fundort Kalamos nun eben steht.

Derartige Manöver verfehlen vollstängig ihre Wirkung, da ja alle Angaben und Daten an der Hand der Literatur nachzuprüfen sind.

Im übrigen verweise ich auch hier nochmals auf meine allgemeinen Bemerkungen über die horizontale und vertikale Verbreitung der westgriechischen Halobien- und Daonellenschichten, wie sie u. a. in meiner stratigraphischen Hauptarbeit [3] enthalten sind.

Ferner hätte Herr Negris in einer Abhandlung über die Verbreitung der Halobienschichten auch das genauere Alter dieser Bildungen erwähnen müssen.

Ich hatte hierin längst Cassianer-, unter- und oberkarnische, sowie norische Äquivalente festgestellt.

3. Auf die Frage der westpeloponnesischen Decken komme ich noch im besonderen zurück.

4. Am Schlusse seines Artikels macht mir Herr Ph. Negris den Vorwurf, daß ich mit Absicht seine Untersuchungen verschweige und gibt als Beleg hierfür drei in Ostgriechenland gelegene Rudistenkalkvorkommen an, die im Kapitel „Kreide“ meiner größeren stratigraphischen Arbeit [4] nicht erwähnt wären.

Wenn Herr Ph. Negris meine Arbeit, anstatt bloß nach

---

[1] Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Dies. Centralbl. 1906. No. 9. p. 270.

[2] Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Dies. Centralbl. 1906. No. 9. p. 270.

[3] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. p. 554—555.

[4] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum.

seinem Namen zu suchen, mit Verständnis gelesen oder wenigstens nur das Inhaltsverzeichnis durchgesehen hätte, so müßte er gefunden haben, daß das Kapitel „Kreide“ in dem Hauptabschnitt „II. Der Bau der Küstengebiete und Inseln des Ionischen Meeres“ steht und lediglich die Kreideentwicklung der Ionischen- und der Olonos-Pindoszone behandelt.

Es ist wirklich schade um die Zeit, die man auf die Richtigstellung solcher vollkommen haltloser Vorwürfe verwenden muß.

5. Zum Schlusse nötigt mich Herr Negris, nochmals auf eine persönliche Frage zurückzukommen.

In dies. Centralbl.[1] 1909. No. 3. p. 83 und 1910. No. 13. p. 420 wurde beiläufig geschildert, wie ich bei meinen Untersuchungen im Asklepieiontal in der Argolis einem zweimaligen Überfall von seiten der dortigen Lokalbehörden ausgesetzt war. Ich sollte verhaftet werden, weil ich laut Verhaftungsprotokoll „*Ammonites* und *Orthoceras*“ aufgesammelt hatte und mein Fossilmaterial wurde konfisziert.

Daß ich durch diese kulturwidrige Vergewaltigung schwer gereizt wurde, ist ja menschlich wohl begreiflich und nicht dieses Moment wird „der Leser mit der ganzen Strenge verurteilen“, sondern die blamabeln Vorkommnisse an sich samt ihrem Anstifter.

Als ihr Urheber wurde mir von den ausführenden Organen wie von den dortigen Bewohnern im allgemeinen Herr Ph. Negris genannt und ich war auf Grund des in meinen beiden früheren Artikeln[2] geführten Indizienbeweises berechtigt, dieser Angabe Glauben zu schenken.

Es handelt sich demnach nicht um Verdächtigungen, wie Herr Negris sagt, sondern einfach um folgerichtige Schlüsse auf Grund der mitgeteilten Quellen und nicht abzustreitenden Tatsachen.

Ich hatte um so weniger Veranlassung, die Aussagen der Bewohner von Lygurio für „böswillige Anschuldigungen“ gegen Herrn Negris zu halten, weil ich einige Zeit zuvor in Athener Zeitungen über die Beziehungen des Herrn Negris zu dem Bürgermeister von Lygurio, der die Verhaftung und Konfiszierung vornahm, gelesen hatte.

Vor mir liegt ein Artikel des Athener Blattes „*Εστία*“ (vom 29. Dez. 1906 a. St.), in dem mit ausführlicher Breite die Entdeckung von Trias-Ammoniten beim Asklepieion geschildert wird.

---

[1] Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Dies. Centralbl. 1909. No. 3 p. 79—83. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. 1910. No. 13. p. 418—422.

[2] Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Dies. Centralbl. 1909. No. 3. p. 79—83. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1910. No. 13. p. 420—422.

Auf Grund der hier angegebenen „*ἱστορία τῆς ἀνακαλύψεως*“ kam der Bürgermeister von Lygurio (durch meine früheren Untersuchungen aufmerksam gemacht) zu dem Abgeordneten Negris, erzählte ihm die Geschichte und legte ihm Probestücke von da vor usw.

Als Folge dieser Episode erschien dann einige Zeit darauf in den Bull. soc. géol. de France (4. März 1907) die Notiz[1] des Herrn Negris, in der er beim Asklepieion seine Entdeckung der „Asinischen Stufe“ auf Grund von „*Ammonites* und *Orthoceras*“ ankündigte.

Mehr als ein Jahr vorher (5. Februar 1906) hatte ich in dies. Centralbl.[2] die Existenz anisischer Kalke beim Asklepieion publiziert.

Meine Abhandlungen über die weiteren, bis zu den *Aonoides*-Schichten inkl. reichenden Zonen, die beim Asklepieion in der gleichen roten Ammonitenkalkfazies hindurchgehen, sind erst kürzere Zeit vor der besagten Mitteilung des Herrn Negris erschienen und mein Vortrag über diesen Gegenstand auf dem Internationalen Geologen-Kongreß zu Mexiko lag damals noch nicht im Druck vor.

Nach meinem ersten Artikel in diesem Centralblatt[3] wandte sich Herr Negris durch Vermittlung unseres früheren Generalkonsuls in Athen, des Herrn Geheimrats Lüders, an mich mit dem Ersuchen, ihm eine „Ehrenerklärung“ zu geben, wozu ich auch bereit war unter der Bedingung, daß Herr Negris vorher die formelle und unzweideutige Versicherung abgibt, er habe den Vorgängen beim Asklepieion vollkommen ferngestanden.

Herr Negris hat nun zwar in diesem Centralblatt erklärt[4], „er, Abgeordneter Negris, hätte keine Gendarmen gegen mich geschickt, um meine Sammlungen zu konfiszieren“.

Diese Versicherung hatte ich nicht gefordert, denn erstens habe ich niemals eine gegenteilige Behauptung aufgestellt und zweitens besitzt ein Abgeordneter bekanntermaßen keine Exekutivgewalt.

Ich bin aber auch heute noch jederzeit bereit, dem Wunsch des Herrn Negris nachzukommen; er braucht vorher nur die daran geknüpfte Bedingung zu erfüllen.

---

[1] Ph. Negris, Découverte des gîtes fossilifères triasiques en Argolide. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) 7. p. 61.

[2] Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Dies. Centralbl. 1906. No. 9. p. 270—271.

[3] Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Dies. Centralbl. 1909. No. 3. p. 79.

[4] Ph. Negris, Erwiderung an Herrn C. Renz. Dies. Centralbl. 1909. p. 605.

Die kulturwidrigen Vorgänge beim Asklepieion können natürlich nicht mehr ungeschehen gemacht werden, auch nicht der wissenschaftliche Schaden, der durch das Durcheinanderbringen des Materials bei der Beschlagnahme angerichtet wurde und nach wie vor bleibt die üble Tatsache bestehen, daß irgend ein interessierter Geologe seine Hand dabei im Spiele gehabt haben muß.

In erfreulichem Gegensatze hierzu steht das Verhalten der Regierung in Athen, die, auf höherer Warte stehend, die Vorkommnisse beim Asklepieion mißbilligt hat und durch Gewährung ihres Schutzes die wissenschaftliche Erforschung, die ja doch in erster Linie im Interesse des Landes selbst liegt, zu fördern sucht.

Es wäre aber auch zweckmäßiger, wenn Herr Negris sich dieser höheren Einsicht nicht verschließen und in mir nicht den persönlichen Feind, sondern einen für die wissenschaftliche Erschließung des Landes tätigen Gelehrten erblicken würde.

(Mit dem Abdruck vorstehender Replik schließen wir die Erörterung dieser Angelegenheit. Die Red.)

Miscellanea.

83. Versammlung Deutscher Naturforscher und Aerzte in Karlsruhe.

Für die Versammlung 24. bis zum 30. September ist folgendes Programm in Aussicht genommen;

Sonntag den 24. September: Begrüßungsabend.

Montag den 25. September vormittags: Erste allgem. Versammlung. Begrüßungsansprachen. Vorträge von

Fraas-Stuttgart über die ostafrikanischen Dinosaurier und
Engler-Karlsruhe über Zerfallprozesse in der Natur.

Nachmittags: Abteilungssitzungen.

Abends: Festbankett unter Mitwirkung von Karlsruher Künstlern, dargeboten von der Stadt Karlsruhe.

Dienstag den 26. September: Abteilungssitzungen.

Für den **Abend** ist eine Einladung nach Baden-Baden in Aussicht gestellt.

Mittwoch den 27. September vormittags: Naturwissenschaftliche Hauptgruppe: Abteilungssitzungen. Medizinische Hauptgruppe: Gesamtsitzung.

Nachmittags: Naturwissenschaftliche Hauptgruppe: Gesamtsitzung. Medizinische Hauptgruppe: Abteilungssitzungen.

Für den **Abend** wird die Versammlung von S. K. H. dem Großherzog zu einer Festvorstellung im Hoftheater eingeladen werden.

Donnerstag den 28. September vormittags: Geschäftssitzung der Gesellschaft. Gemeinsame Sitzung der beiden Hauptgruppen. Vorträge von

Garten-Gießen über Bau und Leistungen der elektrischen Organe,

Sievers-Gießen über die heutige und die frühere Vergletscherung der südamerik. Cordilleren,

Arnold-Karlsruhe über das magnetische Drehfeld und seine neuesten Anwendungen.

Nachmittags: Abteilungssitzungen.

Abends: Festmahl.

Freitag den 29. September: Zweite allgemeine Versammlung. Vorträge von

Winkler-Tübingen über Propfbastarde,

Einthoven-Leiden über neuere Ergebnisse auf dem Gebiete der tierischen Elektrizität,

Braus-Heidelberg über die Entstehung der Nervenbahnen.

Nachmittags: Ausflug nach Heidelberg, **abends** Schloßbeleuchtung daselbst.

Samstag den 30. September: Ausflüge in die Umgegend.

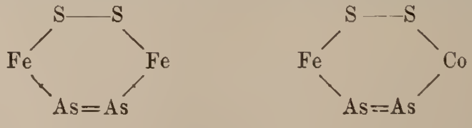
Deutsche mineralogische Gesellschaft. Die diesjährige vierte Jahresversammlung der Deutschen mineralogischen Gesellschaft findet in der Zeit vom 24.—30. September statt, und zwar werden die Geschäftssitzung am 24. September in Heidelberg, die Vorträge vom 25.—27. September in Karlsruhe und vom 28.—30. September Exkursionen stattfinden.

Die Mitglieder werden gebeten, Anträge für die Geschäftssitzung und Anmeldungen von Vorträgen bis zum 1. Mai an den Unterzeichneten gelangen zu lassen.

Linck, d. Z. Schriftführer.

Berichtigung.

1911. p. 319, 414. In den Formeln müssen statt der einfachen Bindungen doppelte zwischen die Arsenatome gesetzt werden.



Personalia.

Habilitiert: An der Universität Göttingen Dr. **Wilhelm Freudenberg** für Geologie und Paläontologie.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

N. V. Ussing †.

Das am 23. Juli 1911 erfolgte Ableben Ussing's wird nicht allein für die dänische wissenschaftliche Welt als ein furchtbarer Schlag empfunden werden, sondern die ganze mineralogische und petrographische Wissenschaft erleidet damit einen Verlust, und die für alle ganz unerwartete Nachricht von seinem Tode wird überall lebhafte Teilnahme erwecken, um so mehr, als der Verstorbene noch eine fruchtbare Wirksamkeit vor sich hatte.

Ussing wurde am 14. Juni 1864 als Sohn des philologischen Professors H. L. Ussing in Kopenhagen geboren; er wurde Student 1881, polytechnischer Kandidat 1886, Assistent am Mineralogischen Museum 1887, Dozent 1890, Dr. phil. 1893 und Professor 1895. Von größeren Untersuchungsreisen müssen seine drei Grönlandfahrten, im Jahre 1886 in den Upernivik-Distrikt und in den Jahren 1900 und 1908 nach Ivigtut und Julianehaab, erwähnt werden.

Die Hauptwirksamkeit Ussing's liegt bekanntlich in den mineralogischen und petrographischen Wissenschaften; als seine wesentlichsten Lehrer in diesen Disziplinen müssen die Herren W. C. Brögger, P. Groth und H. Rosenbusch erwähnt werden. Von seinen ersten Arbeiten seien die Untersuchungen über Mineralien von Fiskernäs in Grönland (Zeitschr. f. Krist. **15.** 1889) und über einfachen Mikroklin aus Gasern (zusammen mit Sauer, ebenda. **18.** 1891) genannt. Dann erschien 1893 und 1894 eine sehr bedeutende Abhandlung über die Mineralien in grönländischem Nephelinsyenit (Medd. om Grönland. **14.**), worin eine erstaunliche Menge von Einzeluntersuchungen niedergelegt ist. Von seinen späteren Arbeiten muß die Beschreibung des Kryolithionit (Overs. k. d. Vid.-Selsk. Forh. 1904) erwähnt werden. Daß seine mineralogisch-petrographische Produktion in den späteren Jahren nicht größer gewesen ist, liegt teils darin, daß er zugleich, wie nachher erwähnt wird, mit Arbeiten über Dänemarks Geologie beschäftigt gewesen ist, teils in dem Umstand, daß er in allen diesen Jahren sein Hauptwerk über die Geologie des Julianehaab-Distrikts in Grönland vorbereitet und glücklicherweise so weit gefördert hat, daß es jetzt gedruckt werden kann. Einige Hauptresultate wurden beim Geologenkongreß in Stockholm im Jahre 1910 vorgetragen. Die eminente Bedeutung dieser Arbeit wird erst nach der ausführlichen Drucklegung erkannt werden können.

Ussing war jedoch keineswegs einseitiger Mineraloge und Petrograph; auch für die Geologie von Dänemark hat er viele bedeutende Beiträge geliefert. Von allgemeinen Darstellungen müssen hier die beiden Ausgaben von Dänemarks Geologie in populärer Form (Danm. geol. Unders. III R. No. 2. 1899 und 1904)

erwähnt werden; ferner „Dänemark“ in Steinmann und Wilckens Hdb. d. reg. Geologie. Von Spezialarbeiten sind besonders hervorzuheben die beiden Abhandlungen über die Eisrandlagen in Jütland (Overs. k. d. Vid.-Selsk. Forh. 1903 und 1907), in welchen er mit zwingender Logik nachwies, daß die von de Geer gezeichnete und bis dahin allgemein anerkannte Grenze des baltischen Eisstromes einen ganz anderen Verlauf gehabt haben müsse. Ferner muß hier die Abhandlung über die Mineralproduktion in Dänemark im Jahre 1900 (Danm. geol. Unders. II R. No. 12. 1902) hervorgehoben werden.

Für die Studierenden hat Ussing ausgezeichnete Handbücher herausgegeben, nämlich außer der oben genannten Geologie von Dänemark eine allgemeine Geologie (zwei Ausgaben: 1901 und 1907) und ein Lehrbuch der Kristallographie und Mineralogie (1903). Von rein populärer Darstellung ist namentlich ein Buch über Vulkane und Erdbeben (1904) bekannt geworden.

Von der Natur aus war Ussing in sehr hohem Maßstabe mit den für einen Forscher wesentlichsten Eigenschaften ausgestattet. Erstens besaß er eine sehr große Beobachtungsgabe, und was er einmal gesehen hatte, vermochte er beständig festzuhalten und mit größter Genauigkeit zu beschreiben. Noch wesentlicher war wohl seine große Kombinationsfähigkeit; alles, was er beobachtet hatte, wurde, oft in sehr überraschender Weise, zusammengefaßt und in ein System gebracht. Dazu kommt noch, daß er ein ebenso großes Interesse für seine Wissenschaft wie Energie besaß. In seinen Abhandlungen macht jeder Satz den Eindruck von einer minutiösen Durcharbeitung, und seine Sprache war stets logisch und leicht verständlich. Entsprechend waren auch seine Vorträge voll von Gedanken und in der Form vollendet und wurden sowohl von den Studierenden als auch von dem Publikum mit größtem Interesse gehört. Der Charakter Ussing's läßt sich wohl kaum in diesen kurzen Zeilen genügend beschreiben; es mag genügen, darauf hinzuweisen, daß er sowohl bei seinen Kollegen im In- und Auslande als auch bei seinen Schülern ungemein beliebt war.

Die Gesundheit Ussing's ist wohl niemals sehr gut gewesen; namentlich in den letzten Zeiten schien es, als ob sie sich wesentlich verschlechtert hätte, ohne daß es doch möglich war, den wirklichen Zustand des Leidens zu erkennen. Mit der großen Energie, die ihm eigen war, wollte er, trotzdem er sicher viel zu dulden gehabt hat, sowohl seine tägliche Arbeit als auch die Durchführung der Grönlandbeschreibung besorgen. Dann brach er sozusagen auf einmal zusammen, indem er vom Katheder herunterfiel, und in den letzten zwei Monaten, in welchen er zu Bette lag, schwanden seine körperlichen und geistigen Kräfte allmählich, bis er am 23. Juli still und ohne Bewußtsein verschied. Die Krankheit war von ziemlich komplizierter Natur, wahrscheinlich von typhoidem Charakter.

O. B. Böggild.

Die jüngsten vulkanischen Vorgänge in Mittelamerika.

Von **K. Sapper**, Straßburg i. E.

Die vulkanische Erregung, die 1902 in Mittelamerika eingesetzt hat, ist noch nicht vollständig geschwunden, vielmehr haben in letzter Zeit wieder einige neue Ausbrüche stattgefunden.

Das nördliche Mittelamerika verhält sich zwar ruhig. Der Santa Maria in Guatemala hat sich so sehr beruhigt, daß nach den mir gewordenen neuesten Mitteilungen die Umgebung des Vulkans nur noch selten durch stärkeren Schwefelwasserstoffgeruch belästigt wird. Ein Besuch des Kraters ist in letzter Zeit nicht mehr erfolgt, so daß über den Zustand desselben keine neueren Nachrichten mehr vorliegen. Es bleibt daher unsicher, ob die in dem Kratersee seit 1903 häufig auftretenden geiserartigen Ausbrüche noch fortdauern. Zum letzten Male sind sie kurz beschrieben [1] und abgebildet worden von Prof. W. A. Kellermann 1906, der leider bald nach dem Besuch dieses Vulkans und des Atitlan starb und daher keine genaueren Mitteilungen über den Vulkan mehr geben konnte. —

Aus Salvador wurde im letzten Jahre in Tageszeitungen von einem neuen Ausbruch des 1880 gebildeten Vulkans im Ilopango-See berichtet. Meine Erkundigungen in San Salvador ergaben aber, daß diese Meldungen völlig erfunden waren. Dagegen wurde mir berichtet, daß der Izalco seit zwei Jahren (also seit 1909) seine Tätigkeit eingestellt habe. Die letzte Tätigkeitsperiode dieses bekanntlich in historischer Zeit entstandenen Feuerbergs hat demnach nur etwa 7 Jahre gedauert, während die vorletzte Tätigkeitsperiode rund 35 Jahre, die vorvorletzte aber wahrscheinlich über 80 Jahre lang angehalten hat. Von den Ruhepausen des Vulkans ist nur die erste (von K. v. Seebach 1865 und Dollfus und Montserrat 1866) zur wissenschaftlichen Untersuchung des Vulkans ausgenützt worden; hoffentlich läßt man den gegenwärtigen Ruhezustand nicht ungenutzt verstreichen! —

In Nicaragua hat sich der Momotombo seit 1905 [2] ruhig verhalten. Als Dr. W. Lehmann im Januar 1909 in der Nähe des Vulkans vorbeikam, bemerkte er allerdings, wie er mir schrieb, von Zeit zu Zeit daraus aufsteigende Rauchwolken. —

Über den gegenwärtigen Zustand des Masaya habe ich leider keine neueren Nachrichten erhalten können. 1906 muß die Tätigkeit zeitweise nicht unerheblich gewesen sein, da mir Herr Dr. Lehmann eine Aschenprobe (Augitandesit mit Magneteisen) einsandte, die in jenem Jahre in der Stadt Masaya gesammelt worden ist. —

Der Vulkan Ometepe hat in den Jahren 1908 bis 1910 mehrfach Aschenausbrüche gehabt, wovon gelegentlich lakonisch

[1] The Columbus Sunday Dispatch vom 1. April 1906.

[2] Vergl. dies. Centralbl. 1905. p. 172 ff.

in nicaraguanischen Tagesblättern berichtet wurde. W. Lehmann hat am 2. Februar 1908 einen „starken Ausbruch“ des Ometepe mitangesehen und im April 1910 beobachtete er „am Ometepe im Süden der Insel, namentlich aber in Moyogalpa enorme Ausbrüche von Rauch, die sich in unregelmäßigen Zeitabständen öfters an einem Tage wiederholten“. Nachts konnte er auch deutlich einen Feuerschein wahrnehmen. —

In Costarica hat sich der Poás in den letzten Jahren als recht tätig erwiesen [1]. Nach Mitteilungen von Professor J. Fidel Tristan fanden im Juli und August 1904 etliche bedeutendere geiserartige Eruptionen statt, die von S. José aus sichtbar waren. Am 20. Oktober 1904 beobachtete Tristan im Poáskrater selbst eine 38 Sekunden dauernde Geisereruption, in der schwarze Schlammassen inmitten blendendweißer Dampfwolken 150 m emporgeschleudert wurden.

Im Jahr 1905 waren geiserartige Eruptionen mit gewaltigen Dampfentladungen häufig; besonders wurden im Juni zuweilen mächtige Dampfwolken von S. José aus über dem Poás beobachtet. Als A. und M. Rudin mit G. L. Michaud den Vulkan selbst besuchten, konnten sie am 18. Juli vier große Geiserausbrüche beobachten; beim ersten derselben schätzten sie die Höhe der emporgeschleuderten Schlammsäule auf 500 m.

Als im Jahr 1906 Tristan mit einigen anderen Herren am 12. und 13. April auf dem Vulkan weilte, vermochte er wieder eine große Zahl von geiserartigen Ausbrüchen zu beobachten. In einem Fall erreichte die Dampfsäule etwa 200 m Höhe.

Ruhig verliefen die Jahre 1907—09. Aber am 25. Januar 1910 kurz vor 5 Uhr abends sah man [2] von der Hauptstadt San José aus eine „ungeheure Wolke, die aus Rauch zu bestehen schien, tatsächlich aber aus Wasser, vermengt mit Asche, bestand. Sie erhob sich über den Gipfel des Poás zu einer Höhe, die wir auf 4000 m haben schätzen können, und breitete sich sogleich infolge der Verdampfung nach den Seiten und nach oben hin aus bis zu der wunderbaren Höhe von ca. 8000 m“. . . „Die Säule erschien anfangs tiefdunkel; und alsbald bildete sich infolge der Verdampfung die ungeheure hellgraue Wolke, die sich ausdehnte und langsam ihre Schattierungen veränderte. Die scheinbare Form war die eines gigantischen Pilzes oder vielleicht besser eines entblätterten Blumenkohls von kolossalen Dimensionen, oben breit und auf einer verhältnismäßig schmalen Basis ruhend . . . Nach und nach stiegen

---

[1] Cleto Gonzalez Viquez, Temblores, Terremotos, Inundaciones y Erupciones volcanicas en Costa Rica 1608—1910. San José 1910. p. 102 ff., sowie H. Pittier, Vulcan's Smithy. (The Nat. Geographic Magazine, June 1910).

[2] Nach dem offiziellen Bericht der zum Studium des Phänomens ernannten Kommission: J. und A. Rudin, A. Alfaro, G. Michaud.

die Dämpfe höher auf und breiteten sich horizontal aus, bis sie die Form eines Regenschirms von vielen Kilometern Durchmesser annahmen. Indem nun diese Wolke von den höheren Winden erfaßt wurde, breitete sie sich über die ganze Meseta central (zentrales Hochland von Costarica) aus und erzeugte zwischen 6 und 8 Uhr abends einen Aschenregen. Nach späteren in S. José, in S. Pedro de Poás und auf dem Gipfel des Vulkans gemachten Beobachtungen dürfte es nicht übertrieben sein zu versichern, daß die Menge der vom Poás am Abend des 25. ausgeworfenen Aschenmasse auf 800 000 cbm geschätzt werden kann.“

Die Kommission besuchte den Vulkan, in dessen Umgebung, je näher man kam, desto mehr Asche, schließlich auch Lapilli und kleine Steine gefallen waren. (Rings um den Krater war die Asche feucht, also als Schlamm gefallen.) Der Kratersee war anfänglich ganz von einer „Aschen“- (also offenbar einer Bimsstein-) Schicht bedeckt, wurde aber teilweise nachher durch die Winde wieder davon befreit. Im Krater hatten einige Veränderungen von nicht sehr großer Bedeutung stattgefunden — die Hauptaschenmassen waren im Norden des Kraters gefallen. Auf 150—200 m im Umkreis des Kraterrandes fanden sich auch zahlreiche Bomben von 5—48 cm Dicke, die teilweise bis mehr als 1 m tief in den Boden eingedrungen waren; ihre Zahl war im SW viel größer als im SE.

Nach diesem Ausbruch hat sich der Poás zunächst ruhig verhalten; die Kommission berichtet aber, daß er vor etwa 30 Jahren ebenfalls einen Aschenausbruch gehabt hätte, so daß noch in S. Pedro de Poás die Blätter mit einer (zusammenhängenden) Aschenschicht überzogen gewesen waren.

Als im März 1910 A. Rudin den Poás wieder besuchte, hatte wieder eine leichte Tätigkeit begonnen. Aber während früher in längeren Zwischenräumen aus einer oder wenigen Bocas ansehnliche Ausbrüche erfolgt waren, erfolgten nun aus 10 oder vielleicht selbst 20 dem Zentrum nahegelegenen Punkten sehr zahlreiche, aber geringfügige Ausbrüche, meist wenige Minuten nacheinander, zuweilen 3 oder 4 zugleich an verschiedenen Orten; die einzelnen Bocas arbeiteten unabhängig voneinander; die größten Ausbrüche dürften nun im höchsten Fall 5—10 m Höhe erreicht haben. (Dagegen erfolgten am. 12. September 7^h 10 a. m., am 20. September $6^h 30$ a. m. und am 14. Oktober 1910 5^h a. m. wieder starke Ausbrüche.) —

Als am 13. März $12^h 37$ a. m. in Costarica eine Bebenserie begann, deren heftiger Hauptstoß am 13. März $1^h 05$ a. m. erfolgte, da glaubte man in Costarica vielfach an eine bevorstehende Tätigkeit des Vulkans Irazú. Eine Besichtigung des Vulkans durch A. Rudin und F. Tristan am 20. April ergab aber, daß im Krater nichts vor sich gegangen sein konnte, während an der Nord-

abdachung des Berges unfern dem „Volcan nuevo“ infolge eines — schon vor dem 13. April erfolgten — Erdrutsches ein Schlammkessel verschüttet worden war; in der Umgebung der betreffenden Stelle erhob sich nur eine starke „Rauch“-(Dampf?)Säule, während tiefer unten eine Gruppe von Fumarolen (Volcan nuevo) ihr gewohntes Spiel trieb [1].

Nach dem schweren Beben vom 4. Mai 1910 $6^h 50$ p.m., dem die Stadt Carthago zum Opfer fiel, wurde der Irazú abermals und mehrfach besucht und festgestellt, daß wohl zahlreiche Erdrutsche und Spaltenbildungen erfolgt waren, aber keine Änderung in der Fumarolentätigkeit eingetreten war.

Der Turrialba wurde nicht besucht, aber es wurde festgestellt, daß er aus der Ferne keinerlei Spuren von Tätigkeit erkennen ließ.

Ueber diagenetische Deformationen von Salzgesteinen.

Entgegnung an Herrn K. Andrée.

Von **R. Lachmann.**

Das Referat eines in der Maisitzung der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg gehaltenen Vortrages von Herrn Privatdozenten Dr. K. Andrée über die geologische Bedeutung des Drucks wachsender Kristalle enthält zum Schluß einige Einwendungen gegen von mir geäußerte Anschauungen über die Deformation von Salzmassen [2], welche etwa folgendes besagen (Sitzungsber. d. G. z. B. d. g. N. zu M. 1911. H. 1. p. 8 f.):

Verf. sei in der Anwendung des Riecke'schen Prinzips auf die Salzlagerstätten zu weit gegangen, weil bei Durchführung dieser Anschauungen alle Salzlagerstätten den gleichen Bautypus zeigen würden, wie diejenigen Nordwestdeutschlands. Hier seien aber tektonische Kräfte und insbesondere die von Rinne experimentell festgestellte Plastizität der Salze nach der zutreffenden Darstellung von Stille [3] im Spiel. Stille habe auch die Erscheinung des seit Ochsenius so viel besprochenen „Salzspiegels“ klar besprochen, bezeichnenderweise ohne daß auf die Lachmannschen Hypothesen eingegangen sei. Vollkommen irrtümlich aber sei seine Anschauung, daß sich Kieseritlagen durch diagenetische

---

[1] Es ist das offenbar dieselbe Fumarolenregion, die ich 1899, W. Lehmann aber wieder im Juli 1908 in Tätigkeit gesehen hatte.

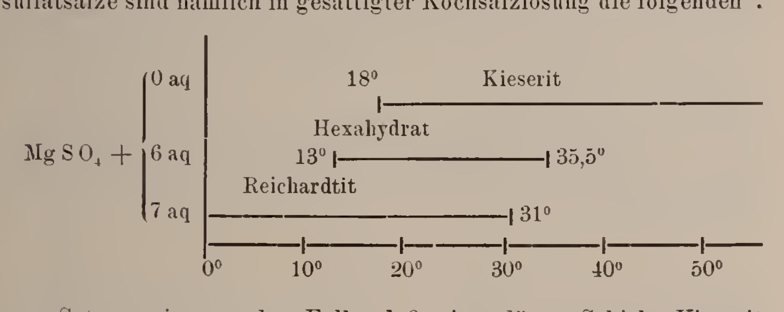
[2] R. Lachmann, Über autoplaste (nichttektonische) Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. Monatsber. deutsch. geol. Gesellsch. **62**. 1910. p. 113–116.

[3] H. Stille, Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. p. 91—99.

Umkristallisierungen direkt nach der Ablagerung zusammengekrümmt hätten, weil dabei keine Volumenänderungen auftreten könnten.

Den Einwand, daß die nordwestdeutschen Salzmassen einen besonderen Bautypus darstellen und somit in ihrer Form nur durch Lokaltektonik erklärt werden können, würde ANDRÉE wohl nicht erhoben haben, falls ihm meine vor einem Jahre erschienene Zusammenstellung über die ältere und die ausländische Literatur [1] bekannt gewesen wäre. Er findet dort die bereits 1852 von ALBERTI aufgestellte Behauptung aufs neue begründet, daß bei allen auf der Erde bekannten mächtigen Salzlagerstätten die geschwürartig die Erdhaut durchsetzende runde Lagerungsform auftritt, welche ALBERTI als „Akromorphe", ich selber als „Ekzem" bezeichnet habe. Die Möglichkeit einer Abhängigkeit dieser Ekzeme in der Lage von tektonischen Linien habe ich niemals in Zweifel gezogen [2].

In der Frage der diagenetischen Deformation von Kieserit scheinen ANDRÉE doch einige chemisch-physikalische Tatsachen entgangen zu sein. Unter allen primär ausgeschiedenen Komponenten der Kalisalzlagerstätten ist nämlich Kieserit die einzige, welche innerhalb des Ausscheidungstemperaturintervalls verschiedene Hydratationsstufen besitzt. Die Existenzgrenzen für die Magnesiumsulfatsalze sind nämlich in gesättigter Kochsalzlösung die folgenden [3]:



Setzen wir nun den Fall, daß eine dünne Schicht Kieserit am Tage unter der glühenden Zechsteinsonne sedimentiert wurde und auf einer Sandbank von „Gemengecarnallit" [4] der Luft ausgesetzt war. Es kann dann recht wohl über nacht (oder im Winter) eine Abkühlung auf 10° eingetreten sein. Alsdann müssen die ausgeschiedenen Kieseritkristalle in Berührung mit der Mutter-

[1] R. LACHMANN, Studien über den Bau von Salzmassen. Kali 1910. H. 8. — Der Salzauftrieb. Erste und zweite Folge. KNAPP, Halle. 1911.

[2] Vergl. meine demnächst erscheinende Antwort auf die Angriffe von Dr. E. HARBORT in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1911.

[3] VAN'T HOFF, Sitzungsber. Akad. Berlin 1903. p. 6841; 1904. p. 1418.

[4] Vergl. R. LACHMANN, Über die Natur des EVERDING'schen descendenten Hauptsalzkonglomerats. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 62. 1910. p. 321 und „Salzauftrieb". p. 62.

lauge oder feuchter Luft zweimal ihren Kristallwassergehalt ändern und sich unter Ausdehnung umkristallisieren. Am folgenden Tage (oder Sommer) kann sich dann das Spiel umgekehrt unter Volumverminderung wiederholen, ja jeder atmosphärische Wetterwechsel ist imstande, in der innerhalb der Temperaturgrenzen 10° und 35° ungemein labilen Kristalltracht der Magnesiumsulfate eine chemische und damit verbunden eine Volumenänderung eintreten zu lassen.

Ich verweise hier auf eine Beobachtung, die heute noch an dem gleichen Zechsteinsalzmaterial angestellt werden kann. Als Rückstand aus Fabriken, welche Gemengecarnallit zu Chlorkalium verarbeiten, werden bekanntlich, soweit sie nicht zur Herstellung von Kalimagnesia Verwendung finden, große Mengen von Kieserit auf die Halde geworfen. Sie verwandeln sich hier unter unserem heutigen Klima von der Oberfläche her in verhältnismäßig kurzer Zeit unter Auftreten der Zwischenstufen (Hexahydrat und Reichardtit) in Bittersalz. Es ist nun ungemein bezeichnend, daß hierbei an der Oberfläche der Halden in demselben Material dieselben Aufwölbungen und Verkrümmungen auftreten, wie sie unter Tage zu beobachten sind. (Ich verdanke diesen interessanten Hinweis Herrn Betriebsführer Lier in Teutschenthal bei Halle.)

Der Begriff „Salzspiegel“ hat nichts mit Ochsenius zu tun, sondern ist erst 1909 von Fulda (Zeitschr. f. prakt. Geol. p. 25) aufgestellt worden.

Wenn H. Stille meine, die gleiche Materie behandelnden neuen Anschauungen seinerzeit durch Stillschweigen glaubte übergehen zu müssen, so ist dies doch wohl mehr für Stille als für mich bezeichnend.

Breslau, den 21. Juli 1911.

Ueber die sogen. borealen Typen des südandinen Reiches.

Von **V. Uhlig**.

(Schluß.)

II.

Ich schreite nun an die Besprechung der vermeintlichen, von R. Douvillé[1] beschriebenen borealen Typen.

Das dieser Beschreibung zugrunde liegende Material wurde in der Gegend des Rio Neuquen in Argentinien einem schon von früher her wohlbekannten Fundorte von Versteinerungen ohne Bedachtnahme auf das Lager aufgesammelt. R. Douvillé beschreibt folgende Ammonitenarten:

[1] Céphalopodes argentins. l. c.

Virgatites andesensis R. D. n. nom. (= *V. scythicus* (Vischn.) Burckh.)
" *mexicanus* Burckh.
" *Burckhardti* D. R. n. nom. (= V. aff. *Quenstedti* (Rouill.) Burckh.)
" *australis* Burckh.
" sp.
Polyptychites neuquensis R. D. n. sp.
Holcodiscus Wilfriedi R. D. n. sp.
" *Recopei* R. D. n. sp.
" *Magdalenae* R. D. n. sp.
Simbirskites Barbotanus Lah.
" *Payeri* Toula
Perisphinctes cf. *Nikitini* Mich.
" *colubrinoides* Burckh.

Zu den Virgatiten Douvillé's habe ich nach den vorangehenden Ausführungen nur wenig zu bemerken. Ich freue mich, hervorheben zu können, daß R. Douvillé's sorgfältige Beschreibung des *Virgatites andesensis*, wie wir gesehen haben, in wesentlichen Punkten meiner Auffassung vorzüglich entspricht. Nur in einem Punkte nicht: R. Douvillé glaubt, daß bei den argentinischen *andesensis* (= *scythicus* Bu.) eine dem Michalski'schen Stadium 4 vergleichbare Skulptur vorhanden sei. Daß das nicht der Fall ist, wurde bereits oben gezeigt.

Zu *Virgatites* sp. (R. Douvillé, Taf. III Fig. 2) wäre zu bemerken, daß es sich da um ein Wohnkammerbruchstück einer etwas aufgeblähten Form von *Virgatosphinctes*, etwa nach Art des *V. himalayanus* Uhl. handelt; zu *Virgatites australis* Bu., daß die Virgatennatur dieser Art jetzt auch Burckhardt zweifelhaft erscheint.

Hinsichtlich des *V. Burckhardti* R. Douv. (= *Virgatites* aff. *Quenstedti* (Rouill.) Burckh.) ist zu erwähnen, daß diese Art als fein- und dichtgerippte Modifikation von *Virgatosphinctes* anzusehen ist. Gerade dieser Art habe ich einige Ähnlichkeit mit *Virgatites* eingeräumt (Spiti-Fauna. p. 313), aber die nähere Betrachtung läßt keine typische Abweichung von *Virgatosphinctes* erkennen. Die von Burckhardt dargestellte Scheidewand zeigt verhältnismäßig stark herabhängende Hilfsloben [1].

[1] Da ich einen *Virgatosphinctes* der Spiti-Fauna dem vorzüglichen Kenner des mexikanischen und andinen Jura, K. Burckhardt, zu Ehren benannt habe, so erscheint jetzt der Name *Virgatosphinctes Burckhardti* doppelt vergeben. Meine Spezies ist zwar viel früher geschaffen worden als die Douvillé's, aber die Beschreibung und Abbildung dürfte wenigstens in Europa später erschienen sein. Ich räume daher dem von R. Douvillé gegebenen Namen die Priorität ein und erlaube mir, die Umänderung des Namens der Spiti-Art in *Virgatosphinctes R. Douvilléi* vorzu-

Die nächste vermeintlich boreale Type bildet *Polyptychites neuquensis* R. Douv. Es ist das eine ziemlich hochmündige, gerippte Form, die sich nach R. Douvillé durch folgende Merkmale von den typischen Polyptychiten unterscheidet.

1. Die amerikanische Form zeigt auf den inneren Windungen keine Spur von Knoten, während bei den Polyptychiten die Knoten auf den Jugendwindungen stets vorhanden, wenn auch etwas abgeschwächt, sind.

2. Bei *Polyptychites* entspringen alle Rippen ausnahmslos aus Nahtknoten, hier aber schalten sich zwischen die aus Knoten hervorgehenden Rippenbündel je zwei bis drei vom Nabel zur Externseite verlaufende selbständige Zwischenrippen ein.

Zu diesen von R. Douvillé sehr richtig aufgefaßten und scharf genug betonten Unterschieden kommt noch eine verschiedenartige Entwicklung der Lobenlinie hinzu, die von R. Douvillé zwar angedeutet, aber wohl nicht genügend bewertet wurde. Bei *Polyptychites* sind außer den beiden Lateralen drei deutliche Auxiliarloben vorhanden, hier aber ist nur ein sehr schwacher Auxiliar und vielleicht ein kleiner, an der Naht stehender Zacken entwickelt. R. Douvillé vergleicht diese Ausbildung mit der bei *P. marginatus* Neum. u. Uhl., allein auch bei dieser Art sind zwei deutliche Auxiliarloben beobachtet, von denen der zweite noch nicht an der Naht steht, so daß auch hier noch für einen dritten, durch die Knotenbildung abgedrängten Laterallobus Raum bleibt (vergl. Neu-

---

schlagen. Es sei mir ferner gestattet, an dieser Stelle eine irrtümliche und etwas vorgreifende Annahme R. Douvillé's zu berichtigen. R. Douvillé hat die Annahme gemacht (C. R. somm. des séanc. Soc. géol. France, 7. nov. 1910. p. 158), daß *Virgatosphinctes Broilii* Uhl. den „Type“ meiner Gattung *Virgatosphinctes* bilde. Ich muß hier ausdrücklich bemerken, daß das nicht der Fall ist. Aus dem Texte zu *Virgatosphinctes* (The Fauna of the Spiti shales, 3. fasc. ist zu entnehmen, daß diese Gattung zunächst auf die Gruppe des *P. denseplicatus* Waag. und dann auf die Gruppe des *P. frequens* Opp. begründet wurde. Der Name wurde für beide Gruppen verwendet, da es mir untunlich erschien, sie voneinander scharf zu trennen. An die *frequens*-Gruppe wurde als eine ebenfalls eng verknüpfte Formenreihe die *contiguus*-Gruppe angeschlossen. R. Douvillé hat ferner die Vermutung ausgesprochen, daß meine Gattung *Virgatosphinctes* mit *Ataxioceras* Font. identisch sein dürfte. Ich will hier die Gründe, die gegen diese Vermutung sprechen und die ich in meiner Spiti-Fauna (l. c. p. 310) besprochen habe, hier nicht wiederholen, da ich wohl hoffen darf, daß R. Douvillé nach Kenntnisnahme meiner Fassung und Beschreibung von *Virgatosphinctes* diese Gründe vielleicht übereinstimmend mit mir würdigen werde. Daß eine Verwandtschaft zwischen diesen Gattungen besteht, ist ja wohl selbstverständlich und auch in meiner Arbeit hervorgehoben.

Dagegen stimme ich mit R. Douvillé darin vollständig überein, daß er den Ursprung der russischen Virgatiten im äquatorialen Stamme sucht.

mayr-Uhlig, Hilsammonitiden, Taf. XXX Fig. 1 a). Kurz gesagt: Bei *Polyptychites* liegt zwischen dem zweiten Lateral und der Naht ein breiterer Raum, als bei der amerikanischen Form. Dieser Raum gestattet die Entwicklung einer größeren Zahl von Lobenelementen als bei *P. neuquensis*.

Sonach stimmen weder die Skulptur, noch auch die Entwicklung im Laufe des individuellen Wachstums, noch auch der Lobenbau mit *Polyptychites* überein. Es ist unter diesen Umständen begreiflich, daß auch Douvillé Bedenken über die Richtigkeit seiner Gattungsbestimmung aufgestiegen sind, über die er mit der Bemerkung hinwegzukommen sucht, daß man für diese Form, wenn man sie nicht bei *Polyptychites* einreihen wollte, eine neue Gattung begründen müßte. W. Kilian bestätigte nach einer Mitteilung Douvillé's zwar die Gattungsbestimmung, doch war er der Meinung, daß die vorliegende Form innerhalb ihrer Gattung sehr aberrant ist.

R. Douvillé stellt zu seinem *P. neuquensis* zwei Fragmente von Jugendexemplaren, die nach diesem Autor an *Holcodiscus Recopei* erinnern. Die Zugehörigkeit dieser Exemplare zu *P. neuquensis* erscheint mir fraglich.

Mit Recht bezeichnet Douvillé diese Art als die merkwürdigste seiner kleinen Fauna. Konnte Douvillé dafür keinen befriedigenden Anschluß finden, so ist das für mich, der ich auf die Beurteilung der Abbildungen beschränkt bin, noch schwieriger. Zu den Holcostephaniden im weiteren Sinne dürfte das merkwürdige Exemplar wohl gehören. Ich zweifle nicht daran, daß sich ein näherer Anschluß ergeben wird, wenn einmal an Stelle des isolierten Exemplares ein Formenkreis treten wird. Bis dahin wird man vermutlich Geduld haben müssen. Man kann wohl von einer gewissen allgemeinen Ähnlichkeit des *Ammonites neuquensis* mit *Polyptychites* sprechen, aber nicht von einer generischen Übereinstimmung. Es sind ja alle wesentlichen Merkmale verschieden. R. Douvillé selbst hebt die Abweichungen hervor, er erwägt sogar die generische Abtrennung und Kilian nennt die Form aberrant. *Ammonites neuquensis* entspricht daher keinesfalls dem Typus der Gattung *Polyptychites*, aber nur eine typische Form könnte uns überzeugen, daß hier wirklich die boreale Gattung vorliegt.

Die von R. Douvillé vermutete Zugehörigkeit dieser interessanten Form zum Valangian könnte trotz der Unrichtigkeit der Gattungsbestimmung zutreffen. Das Gestein dieses Ammoniten ist nach R. Douvillé mit der Gesteinsart identisch, die am Fundorte *Ptychomya Koeneni* enthält. Da der Typus der Form etwas primitiv und perisphinctoid erscheint, so wäre es wohl auch nicht unmöglich, daß sie in die tiefste Unterkreide gehört.

Wir betrachten nun die Gattung *Simbirskites* mit den Arten *S. Barbotanus* Lah. und *S. Payeri* Toula.

Betreffs der *S. Barbotanus* genannten Art ist zu bemerken, daß R. Douvillé in einer erschöpfenden und sehr sorgfältigen Besprechung folgende Abweichungen vom borealen Typus erkennt:

1. Die Sekundärrippen des borealen *S. Barbotanus* sind fast doppelt so dick wie bei der argentinischen Form, wie denn überhaupt sämtliche russischen Simbirskiten eine viel kräftigere Berippung aufzeigen, als die argentinischen so genannten Formen. Es wäre interessant, festzustellen, meint Douvillé, ob wohl in Rußland auch ähnliche feinrippige Varietäten existieren. (Bis jetzt ist keine bekannt.)

2. Die um den Nabel stehenden Hauptrippen springen bei den echten russischen Typen viel kräftiger hervor; auf der Mitte des Umganges, da, wo die Hauptrippen in die Sekundärrippen übergehen, verwischt sich bei der andinen Form die Skulptur völlig, während sie bei den russischen Typen[1] an dieser Stelle scharf, oft unter knotenartiger Anschwellung markiert ist.

3. Das Gehäuse ist mehr rundlich aufgebläht („globulaire") als bei den russischen Typen, es ist besonders in der Siphonalregion viel breiter und stärker gerundet und außen abgeplattet, während die borealen Simbirskiten und besonders auch *S. Barbotanus* einen keilförmig nach außen zugeschärften Querschnitt zeigen, der für diese boreale Gattung überhaupt sehr bezeichnend ist.

4. Die Sekundärrippen bilden auf dem Externteil der borealen Typen einen nach vorn konvexen Bogen, der hier vollständig fehlt.

5. Lobenlinie und Beschaffenheit der inneren Umgänge sind unbekannt.

Dieser letztere Mangel ist vom Standpunkte desjenigen, der in dieser Form einen Simbirskiten vermutet, wohl sehr zu bedauern; denn wie soll es möglich sein, sich von der Richtigkeit dieser Gattungsbestimmung zu überzeugen, wenn der inverse Verlauf der Lobenlinie nicht sichergestellt ist? Alle anderen Merkmale weichen ja doch ab, wie R. Douvillé selbst mit großer Gewissenhaftigkeit und Schärfe der Beobachtung feststellt. Es ist hier eben alles anders als bei den russischen Simbirskiten, und darum kann man nur sagen, daß diese andine Form nicht zur borealen Gattung *Simbirskites* gehören kann. Ihre große Ähnlichkeit mit der von R. Douvillé *S. Payeri* genannten Form macht es wahrscheinlich, daß sie zu derselben Formengruppe gehört, wie diese. Sie unterscheidet sich von ihr hauptsächlich durch etwas engeren Nabel.

Entgegen seinem sonstigen, so lobenswerten Vorgehen hebt R. Douvillé bei seinem *S. Payeri* keine Abweichungen vom bo-

[1] Auch bei *Simbirskites* sp. aus den Lochambel Beds des Himalaya.

realen Typ hervor; man überzeugt sich aber leicht, daß dieselben Unterschiede bestehen wie bei Douvillé's *S. Barboti*. Und zwar ist

1. das Gehäuse im äußeren Teile für *Simbirskites* zu dick, am Externteil zu stark abgeplattet und zu breit und ermangelt der so auffallenden, für *Simbirskites* so bezeichnenden keilförmigen Zuschärfung.

2. Die Spaltrippen der andinen Form sind zu dünn, ihre Verbindung mit den Hauptrippen ist abgeschwächt, während sie bei *Simbirskites* gerade deutlich verstärkt ist.

3. Die Fadenrippen gehen bei der andinen Form quer über den Externteil, während sie bei den borealen *Simbirskites* bogenförmig nach vorn ausladen. Gerade bei *S. Payeri*, von welcher Art mir ein Gipsabguß vorliegt, ist dieser Bogen stärker ausgeprägt, als bei irgend einer anderen Art von *Simbirskites*.

4. Bei *Simbirskites* und speziell auch bei *S. Payeri* sind die Bündelung der Rippen und die Verstärkung der Spaltungsstelle schon auf den inneren Windungen erkennbar, bei dem andinen Exemplare dagegen zeigt die Schale noch bei mindestens 45 mm Durchmesser fadenförmige, dichtgestellte, ziemlich stark nach vorn geneigte, zweispaltige Rippen, die nicht anders beschaffen sind, als etwa bei *Virgatosphinetes denseplicatus* Waag.

Die Spaltungsstelle der Rippen liegt ziemlich tief, etwa auf halber Windungshöhe, was aber auch bei allen Formen der *denseplicatus*-Gruppe zutrifft. Aus den zweispaltigen Rippen werden im ersten Viertel des äußeren Umganges an einer Stelle, die vermutlich mit dem Anfang der Wohnkammer ungefähr zusammenfällt, dreispaltige Rippen in virgatotomer Anordnung. Später kommen fünf, selbst sechs Spaltrippen auf eine Hauptrippe. Die „Stiele“ der Rippenbündel werden in ihrem unteren Teile immer stärker und zugleich wird die Verbindung der Rippenbündel mit den Stielen immer schwächer. Eine noch weitergehende Abschwächung der Spaltrippen kennzeichnet den vordersten Teil des äußeren Umganges, der offenbar dem Mündungsrande schon sehr nahesteht, da hier die deutliche Spur jener flachen, glatten Einschnürung vorhanden ist, die den Mündungssaum der perisphinctoiden Ammoniten so häufig begleitet.

Der Mangel der Lobenlinie, auch die Undeutlichkeit der inneren Windungen erschweren die Gattungsbestimmung. Legt man der Bestimmung die erkennbaren Merkmale zugrunde, so möchte man eine gewisse Verwandtschaft mit der Gruppe des *V. denseplieatus* Waag. vermuten. Die Formen dieser Gruppe erreichen allerdings, soviel man weiß, eine bedeutendere Größe und haben zumeist einen etwas offeneren Nabel, aber das könnte kein Grund sein, um den genetischen Zusammenhang der andinen Formen mit der Gruppe des *V. denseplieatus* auszuschließen.

Wir könnten uns ganz gut vorstellen, daß wir hier einen

Zweig der *denseplicatus*-Gruppe vor uns haben, der engnabelig wird und zugleich die Skulpturelemente im unteren Teile der Flanken verdickt, im mittleren abschwächt und im oberen und an der Außenseite vermehrt. Typen, die eine ähnliche Entwicklungsrichtung einschlagen, finden sich auch bei anderen Gruppen von *Perisphinctes*, das Auftreten eines entsprechenden Zweiges bei der *denseplicatus*-Gruppe wäre daher nicht befremdlich. Eine gewisse, aber nur teilweise Ähnlichkeit mit dieser Abänderungsrichtung zeigt auch die Gattung *Pictonia* Bayle.

Die hier ausgesprochene Vermutung zu prüfen ist Sache einer besonderen Untersuchung an der Hand des Originalmaterials, in die von andinen Formen jedenfalls *Perisphinctes choicensis* Burckh., *Perisphinctes* aff. *crinus* Burckh., *P. erinoides* Burckh. als vermutlich zugehörige Typen einbezogen werden müßten.

Wie auch immer man übrigens über die generische Stellung des *Simbirskites Payeri* und *barbotanus* R. Douv. denken mag, das eine steht fest: boreale Simbirskiten sind diese Ammoniten nicht. Mit der Beseitigung dieser Bestimmung entfällt auch die von R. Douvillé angenommene Vertretung der Barrême-Stufe. Als Angehörige des Virgatosphincten-Stammes im weitesten Sinne gedeutet, sind diese Typen in das Tithon zu versetzen.

Im Anschlusse an diese Ausführungen ist es von Interesse, auch die übrigen von R. Douvillé beschriebenen Formen einer kurzen Betrachtung zu unterziehen.

Holcodiscus Wilfriedi R. Douv. zeigt feine biplikate Rippen, die sich in nichts von der Berippung eines *Virgatosphinctes* der *denseplicatus*-Gruppe unterscheiden. Zwar ist am Hinterrande einer Einschnürung ein vereinzeltes Rippenbündel ähnlich wie bei *Holcodiscus* vorhanden, aber diese Erscheinung findet sich gelegentlich auch auf den inneren Umgängen von *Virgatosphinctes* (vergl. *V. Kraffti* Uhl., Fauna of the Spiti shales, pl. 62 fig. 2 a, *V. denseplicatus*, l. c. pl. 55 fig. 3 a). Wie die Skulptur, so stimmt auch der Querschnitt mit den Verhältnissen der *denseplicatus*-Gruppe überein (vergl. l. c. pl. 53 fig. 3, pl. 55 fig. 3). *Holcodiscus Wilfriedi* R. Douv. gehört daher höchstwahrscheinlich zu *Virgatosphinctes*. Vielleicht bildet diese Art das Jugendstadium des *Simbirskites Payeri* R. Douv. Das läßt sich nach den Abbildungen allein nicht entscheiden.

Holcodiscus Recopei R. Douv. trägt grobe Rippen, die schon am Nabel mit Knoten kräftig vorspringen. Der ganze Habitus der Art ist nicht der gewöhnliche von *Holcodiscus* und doch wird man vorläufig kaum einen besseren Anschluß für diese merkwürdige Form finden. R. Douvillé erinnert mit Recht an *H. intermedius* und besonders *H. Seccoi* Parona sp. Hoffentlich wird es bald gelingen, diese Art durch neue Funde aufzuklären.

H. Magdalenae R. Douv. ist der Gesamterscheinung nach sowohl von *Holcodiscus* recte *Virgatosphinctes Wilfriedi* Douv. wie auch von *Holcodiscus Recopei* vollständig verschieden. Ich vermag den Abbildungen keinerlei *Holcodiscus*-Merkmale zu entnehmen, wohl aber scheint mir eine gewisse Annäherung an jene Gruppe von primitiven, perisphinctoiden Hopliten zu bestehen, auf welche Burckhardt[1] den Gattungsnamen *Steueroceras* zu beschränken vorschlägt. Es sind das Typen, die sehr frühzeitig dicke, gerundet quadratische Umgänge annehmen und ebenso frühzeitig die Externfurche verlieren, dagegen sehr kräftige Externrippen erhalten. *St. malarguense* Steuer hat im Bereiche dieser Gattung ziemlich viel Ähnlichkeit mit *Holcodiscus Magdalenae* Douv. Soweit es möglich ist, nach den Abbildungen des etwas dürftigen Stückes ein Urteil abzugeben, möchte ich es vorziehen, den Anschluß dieser Art hier und nicht bei *Holcodiscus* zu suchen.

Steueroceras Magdalenae R. Douv. sp. dürfte der vom Obertithon schwierig zu trennenden Berriasstufe angehören.

Es bedurfte, wie wir gesehen haben, keinerlei Retouche, höchstens einer entsprechenden Beleuchtung, um sich zu überzeugen, daß die kleine, von R. Douvillé beschriebene argentinische Fauna keinerlei russisch-boreale Ammoniten enthält. Mit klarem Blick nimmt R. Douvillé wahr, daß die argentinischen Typen in allen erhaltenen generischen Merkmalen von den borealen Gattungen abweichen, sonderbarerweise aber zieht er hieraus jedesmal den Schluss: daher sind sie miteinander identisch.

Gewiß kann es vorkommen, daß in gewissen Merkmalen abweichende Typen dennoch generisch zusammenhängen, aber dann müssen doch auch einzelne wesentliche Züge gemeinsam sein, oder es müssen Übergänge, Analogien oder mindestens das Zusammenvorkommen uns leiten. Nichts von alledem trifft hier zu. Man darf nicht vergessen, daß die hier in Frage kommenden borealen Gattungen mit äquatorialen Stämmen in der Wurzel zusammenhängen, daher so große Unterschiede, wie etwa zwischen *Phylloceras* und *Perisphinctes*, hier gar nicht bestehen können.

Es müssen also bei den uns beschäftigenden borealen und den verwandten äquatorialen Gattungen gewisse allgemeine Grundzüge der Gehäuseform, Skulptur und selbst der Lobenlinie übereinstimmen und die Entscheidung, ob der boreale oder der äquatoriale Stamm vorliege, wird daher von der speziellen Entwicklung der Skulptur, von den besonderen Eigentümlichkeiten der Lobenlinie, der Gehäuseform und von der Ontogenese abhängen. Stellt sich nun gerade in diesen Belangen zwischen

---

[1] Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Cenralbl. f. Min. etc. 1910. No. 19, 20. p. 7.

gewissen Formen und einem bestimmten, z. B. dem borealen Stamme, durchaus Verschiedenheit ein, so kann eben nicht Identität angenommen werden. Die Behauptung, daß in Argentinien russische Typen vorkommen, hätte nur dann einen Wert, wenn sie durch eine handgreifliche, jedermann einleuchtende Übereinstimmung aller Merkmale verbürgt wäre, aber eine fast nur auf Verschiedenheiten begründete Gattungsbestimmung ist wenig geeignet, uns Vertrauen einzuflößen und eine sichere Grundlage für weitgehende Folgerungen zu bilden.

III.

Mit dem borealen Charakter der besprochenen argentinischen Formen wird zugleich die wesentlichste Stütze der australen Provinz hinfällig, die E. Haug für die Zeit der Unterkreide aufgestellt hat. Der ausgezeichnete Pariser Forscher vermutete auch in *Belemnites patagoniensis* F. Favre und in zwei antarktischen Ammoniten eine weitere Stütze dieser Provinz, und so erlaube ich mir am Ende dieser Besprechung, die weit über den ursprünglich beabsichtigten Umfang angewachsen ist, noch einige Worte über diese Formen anzuschließen.

Belemnites patagoniensis F. Favre [1] erscheint mir als eine Form, die mit *Bel. africanus* und *Bel. Gerardi* verwandt ist und mit diesen den äquatorialen und nicht dem borealen Faunengebiete angehört. Die beiden antarktischen Ammoniten, die E. Haug im Auge hat, stammen von der Insel Snow-Hill. Sie wurden von W. Kilian [2] mit *Amm. skidegatensis* und *loganianus*, also mit Arten identifiziert, die Whiteaves aus fraglicher Unterkreide der Königin Charlotte-Inseln beschrieben hat.

Die beiden antarktischen Arten liegen nur in unvollständigen, schlecht erhaltenen Exemplaren ohne Lobenlinie und ohne innere Windungen vor. Herr W. Kilian hat diese dürftigen Reste zu der Gattung *Kossmaticeras* A. de Grossouvre gestellt, und sogar zwei neue Untergattungen hiefür aufgestellt. E. Haug [3] hält es für wahrscheinlich, daß es sich da nicht um Kossmaticeren, sondern um Simbirskiten handelt.

Die beiden antarktischen Formen haben in der Tat nicht die geringste Ähnlichkeit mit *Kossmaticeras* und ich kann daher E. Haug darin nur Recht geben, daß diese Arten nicht zu *Kossmaticeras* gehören. Aber für Simbirskiten möchte ich sie nicht halten. Die Skulptur des *loganianus* hat zwar einige Ähnlichkeit mit *Simbirskites*, nicht aber die des *skidegatensis*. Die

[1] Ammoniten der unteren Kreide Patagoniens. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. 1908. p. 640.

[2] W. Kilian et P. Reboul, Les Céphalopodes néocrétacés des îles Seymour et Snow Hill, Schwedische Südpolar-Expedition. III. 6. p. 39.

[3] Traité de géol. II. p. 1230.

äußere Form, die niedrigen Umgänge und der weite Nabel beider Arten sprechen nicht für *Simbirskites*. Da außerdem die Lobenlinie unbekannt ist, so hängt die Bestimmung dieser Formen als Simbirskiten völlig in der Luft. Die betreffenden Formen sind vorläufig unaufgeklärt.

Was aber die spezifische Bestimmung betrifft, so erscheint mir die Zugehörigkeit des *Amm. skidegatensis* Kilian zu *Amm. skidegatensis* Whiteaves (Mesozoic fossils, I. pl. 9 fig. 1, non pl. 7, type) möglich, etwas schwerer könnte ich mich mit der Identifizierung des *loganianus* befreunden. Immerhin erscheint mir dennoch spezifische Identität der antarktischen und kanadischen Formen, besonders einer von ihnen oder mindestens Zugehörigkeit zu derselben oder denselben Gruppen nicht ausgeschlossen, wenn auch noch keineswegs erwiesen, und daher ist es, wenn wir uns ein Urteil darüber bilden wollen, ob im antarktischen Gebiete boreale Formen vorkommen oder nicht, notwendig, die kanadischen *skidegatensis*- und *loganianus*-Typen von Whiteaves etwas näher in Betracht zu ziehen.

Man weiß, welche Wandlungen und Verschiebungen von *Stephanoceras* zu *Olcostephanus* und *Perisphinctes* diese Formen mitgemacht haben [1], als boreal wurden sie aber bisher nicht hingestellt. Nur *Amm. skidegatensis* wurde von Neumayr [2] beiläufig als verwandt mit Typen des russischen Jura und des französischen Kimeridge bezeichnet. Kossmat [3] machte auf die Ähnlichkeit des *Amm. skidegatensis* und *earlottensis* Whit. mit *Holcostephanus Zirkeli* Felix und Lenk aus Mexiko aufmerksam und scheint mir damit eine sehr beachtenswerte Anregung gegeben zu haben. Die Ähnlichkeit der betreffenden Formen ist so groß, wie sie bei der unvollständigen Erhaltung nur immer sein kann. Da nun *Holcostephanus Zirkeli* sowohl von mir wie von W. Kilian und von Burckhardt als *Spiticeras* gedeutet wurde, so wäre hierdurch ein Anschluß der kanadischen Formen an einen südlichen Stamm gegeben. *Holeostephanus cepoides* W. hat nach Form und Berippung große Ähnlichkeit mit *Astieria Jeannoti* d'Orb., und ebenso gut schließt sich *H. loganianus*, besonders das später beschriebene Exemplar [4] dieser Art an die Astierien mit langen Hauptrippen

[1] Mesozoic fossils. Geol. Surv. of Canada. vol. I. part. I. Montreal 1876. p. 27—34. (*Stephanoceras* und *Perisphinctes*.) part. III. 1884. p. 209—211 (*Stephanoceras oblatum* und *cepoides* W., früher *Steph. loganianum*, forma A und B, *Olcostephanus loganianus* W.). part. IV. Ottawa 1900. p. 264 (*Olcostephanus cepoides*, p. 276), vergl. das Referat von M. Neumayr im Neuen Jahrb. 1881. II. 410, ferner Klimat. Zonen. p. 26, Geograph. Verbreitung der Juraform. p. 40.

[2] Klimatische Zonen. p. 26.

[3] Whiteaves, Mesozoic fossils. part. IV. Ottawa 1900. p. 265.

[4] Mesozoic fossils part. III. pl. 23.

an, wie sie namentlich in Uitenhage vorkommen. *H. Richardsoni* W. zeigt ebenfalls die Merkmale einer feinrippigen *Astieria*.

Somit tritt uns hier eine ziemlich umfängliche Holcostephanen-Gruppe entgegen, deren verschiedene Typen durch relativ schwache Knotenbildung und ziemlich weiten Nabel ausgezeichnet sind. Ob sie sich mehr an *Spiticeras* oder an die schwachknotige oder knotenlose *A. Jeannoti* oder an die Astierien mit langen Nabelrippen annähern, ist hier zwar noch unbestimmt, aber auch für unsere Betrachtung von untergeordneter Bedeutung. Denn jede von diesen Beziehungen ergibt dasselbe Resultat, nämlich den Anschluß dieser Gruppe nicht an einen borealen, sondern einen südlichen Stamm. Selbstverständlich wird das letzte Wort einer gründlichen Untersuchung des Vorkommens in der Natur und am Arbeitstische vorbehalten sein, aber die Hinweise auf die südliche Verwandtschaft sind doch so stark, daß man sich nicht zu scheuen braucht, sie auszusprechen.

Das Vorkommen von vereinzelten südlichen Juratypen in noch bedeutend höheren Breiten, besonders aber die starke Vertretung des südlichen Elementes in der ungefähr gleichalterigen Knoxville-Stufe Kaliforniens und die Analogie mit der heutigen Verbreitung der Mollusken an der pazifischen Küste Amerikas beseitigen jeden befremdlichen Eindruck dieses hier angenommenen Zusammenhanges [1].

---

[1] In meiner Arbeit über das geologische Alter der Spiti-Schiefer etc. (Denkschriften. 85. p. 581 [51]) ist auf eine Angabe von W. Kilian und Piroutet hingewiesen, wonach diese Autoren in der Kreide Neu-Kaledoniens unter anderen Polyptychiten und Ammoniten, deren innere Windungen an *Virgatites*, deren äußere Windungen an *Polyptychites* oder *Holcostephanus* erinnern, nachgewiesen hätten. Seither hat aber W. Kilian die Bestimmung dieser Virgatiten und Polyptychiten zurückgezogen und diese Formen für obercretacische *Kossmaticeras* erklärt. Diese Angabe borealer Typen in höheren südlichen Breiten beruhte sonach auf einer falschen Bestimmung Kilian's und hat zu entfallen.

Es sei mir gestattet, an dieser Stelle noch eine Bemerkung einzuschalten, welche sich auf die Darstellung der Gattung *Kossmaticeras* de Gr. durch die Herren W. Kilian und P. Reboul bezieht. Diese Autoren haben der obercretaceischen Gattung *Kossmaticeras* de Grossouvre eine längere Besprechung gewidmet (Les Céphalopodes néocrétacés des îles Seymour et Snow Hill. Schwedische Südpolar-Expedition. III. 6. p. 19), deren Ausgangspunkt die Behauptung ist, ich hätte die Formen dieser obercretaceischen Gattung zu *Holcodiscus* gestellt und *Holcodiscus* wäre wahrscheinlich eine polyphyletische Gattung. Ich erlaube mir, diese Bemerkung den Tatsachen gemäß zu ergänzen und richtigzustellen.

Es geht aus meiner Gattungsbesprechung von *Holcodiscus* (Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. 1883. p. 116—119) klar hervor, daß diese Gattung von mir auf neocome Formen begründet wurde. Der ganze Text bezieht sich wesentlich auf die neocomen Typen und es ist

Bei dieser Sachlage scheint es mir überflüssig zu sein, zu erörtern, ob man aus dem Vorkommen von einer oder zwei borealen Arten oder Gattungen auf die Existenz einer australen Provinz zu schließen berechtigt wäre oder nicht, und zwar um so mehr, als auch E. Haug die näheren Motive seiner Annahme nicht ausgesprochen hat.

Schließlich möchte ich mir erlauben, noch folgendes auszusprechen.

Wenn ich in den vorangehenden Zeilen die vermeintlich borealen Ammonitentypen des südandinen Reiches als solche nicht anerkannte, so wollte ich damit doch keineswegs gegen die Möglichkeit des Vorkommens borealer Typen in diesem Reiche überhaupt auftreten. Konnten äquatoriale *Lytoceras* und *Phylloceras* bis in das boreale Gebiet von Alaska vordringen und boreale Aucellen

---

nicht ein Wort in der Darstellung der Gattungsmerkmale enthalten, das etwa durch die Einbeziehung der obercretaceischen *Kossmaticeras*-Typen bedingt wäre und das nun durch die Fernhaltung dieser Typen abgeändert oder ausgemerzt werden müßte. Ferner ist eine neocome Form, *Holcodiscus Caillaudianus* d'Orb. sp., von mir ausdrücklich als Typus der Gattung bezeichnet worden.

Zwar habe ich die damalige Gruppe des *Amm. Theobaldianus* (später *Kossmaticeras* de Gr.) nach der Darstellung von Stoliczka allerdings an die neocomen Typen der Gattung *Holcodiscus* angereiht, aber ich habe die Zugehörigkeit dieser Formen zu *Holcodiscus* nicht als sicher, sondern nur als möglich hingestellt, wie die folgenden, am Schlusse der Besprechung enthaltenen Worte beweisen: „Die Zugehörigkeit der indischen Formen (d. i. *Kossmaticeras*) ist übrigens nicht mit voller Bestimmtheit behauptbar, nach der Beschreibung und Abbildung bei Stoliczka ergibt sich kein absolut sicheres Urteil."

Die Herren Kilian und Reboul haben diese Tatsachen, besonders aber die Aufstellung eines neocomen Typus und meine Zweifel an der Zugehörigkeit der *Kossmaticeras*-Typen nicht erwähnt. Es wäre aber ihre Verpflichtung gewesen, das zu tun, denn ihre Darstellung erweckt den Anschein, als hätte ich die indischen (*Kossmaticeras*-) Typen als wesentliche Bestandteile meiner Gattung betrachtet, während ich sie nur als fragliche Bestandteile und vergleichend herangezogen und ausdrücklich eine Neocomform als Typus bezeichnet habe.

Wenn die Herren W. Kilian und P. Reboul auf Grund der seit dem Jahre 1883 gemachten Fortschritte die Überzeugung gewonnen haben, daß die Gruppe des *Amm. Theobaldinus* Stol. (*Kossmaticeras*) nicht bei *Holcodiscus* belassen werden kann, so hätte ihre Schlußfolgerung nicht lauten dürfen, daß die Gattung *Holcodiscus* Uhl. wahrscheinlich polyphyletisch ist, sondern sie hätte dahin gehen müssen, daß die von Uhlig auch schon ursprünglich nur als fraglich an *Holcodiscus* angereihte und von Grossouvre als eigene Gattung aufgestellte Gruppe des *Amm. Theobaldinus* etc. in der Tat von *Holcodiscus* fernzuhalten ist.

In sachlicher Beziehung will ich mich über die bezüglichen Aufstellungen und Vermutungen der genannten Herren hier nicht äußern.

sich in Mexiko und im himalayischen Reiche heimisch machen, warum sollten nicht auch boreale Ammoniten weit nach Süden gelangen können? Ich will also nur gesagt haben, daß bisher solche arktische Formen mit Ausnahme der oft genannten Aucellen Mexikos im südandinen Reiche mit Sicherheit nicht nachgewiesen sind.

Ebensowenig möchte ich mich gegen die Möglichkeit eines australen oder notialen Reiches oder einer Provinz im antarktischen Gebiete zur Jura- und Kreidezeit aussprechen. Vielleicht birgt die Antarktis Reste einer besonderen, uns im wesentlichen noch unbekannten Fauna, von der vielleicht einige Formen in das südandine Reich ausstrahlen. Diese Fragen zu lösen, bleibt der Zukunft vorbehalten. Unsere heutigen Erfahrungen möchte ich dahin zusammenfassen, daß in Südamerika an der Jura-Kreidegrenze eine einheitliche Fauna äquatorialer Zugehörigkeit zu erkennen ist, die namentlich mit der himalayischen Fauna enge Beziehungen unterhält, aber auch vorzügliche Lokaltypen hervorbringt. Sie dehnt sich in nördlicher Richtung geschlossen bis mindestens nach Malone in Texas aus, sendet aber genug zahlreiche Typen auch noch weiter nach Norden aus.

Ueber die Säugetierfauna Sebastopols.

Von **A. Borissjak** (St. Petersburg).

Mit 4 Textfiguren.

Im Sommer 1908 wurde in sarmatischen Schichten Sebastopols (Krim) eine Knochenbreccienlinse mit Pikermi-Säugetierfauna entdeckt.

Im Vergleich zu den anderen analogen Funden in Südrußland, welche im allgemeinen viel reicher sind, ist die Sebastopoler Fauna dadurch interessant, daß ihr Alter ganz genau bestimmt werden kann, weil sie im oberen Teile der mittelsarmatischen Schichten eingeschlossen ist.

Außerdem besitzt diese Fauna auch einige in zoologischer Hinsicht eigenartige Merkmale: vor allem werden ihre Repräsentanten durch ihre verhältnismäßig kleinen Dimensionen charakterisiert; einige von ihnen haben Eigenschaften asiatischer und europäischer Formen gemein etc.

Wie in den meisten Fundstellen der Pikermi-Fauna, besteht auch das Sebastopoler Material aus einzelnen, zerbrochenen und vermischten Skeletteilen: man findet hauptsächlich Unterkiefer, selten ganze Schädel und Knochen der Extremitäten; Rippen und Wirbel fehlen fast ganz.

Diese Notiz hat den Zweck, nur eine kurze Beschreibung der charakteristischen morphologischen Sonderheiten der Sebastopoler Fauna zu geben, denn bis jetzt ist nur ein Teil des ge-

fundenen Materials, hauptsächlich die Zähne, vorläufig bearbeitet. Die Bedeutung dieser ältesten und östlichsten Repräsentanten der Pikermi-Fauna in Europa kann nur nach Abschluß der gänzlichen Bearbeitung eingeschätzt werden.

Hipparion sp.

Die Hauptmasse des Materials besteht aus Resten einer kleinen *Hipparion*-Form, hauptsächlich aus jungen Exemplaren mit noch nicht gewechselten Milchzähnen. Im ganzen wurden bis 15 Individuen gefunden.

Der Schädel ist verhältnismäßig klein, die Thränengrube liegt ziemlich weit von der Augenhöhle (mehr als $1\frac{1}{2}$ Zoll: bei *H. gracile* bis 1″, bei *H. antilopinum* bis $2\frac{1}{2}$″); das Foramen infra-orbitale liegt auf der Grenze zwischen D_2—D_3 oder über dem vorderen Drittel P_2. Die vordere Grube zwischen den Eckzähnen und Prämolaren ist tief und abgerundet (wie bei *antilopinum*); der Jochbogen liegt sehr niedrig usw.

Die Zähne des Oberkiefers. Die Milch-Backenzähne (Fig. 1), je nach dem Grade der Abnutzung, zeigen alle Übergänge vom höchst komplizierten, mit äußerst abgesonderten Innen-

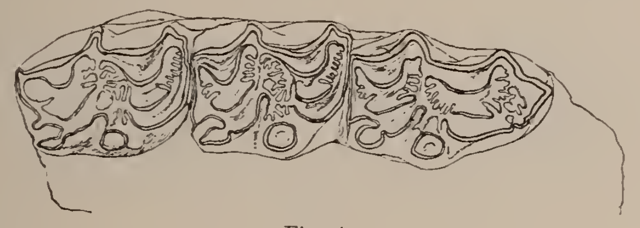


Fig. 1.

höckern und halbgeschlossenen Halbmonden (des Typus *H. antilopinum*) bis zum einfachen und normalen Bau (des Typus *H. gracile*). Ihre Kennzeichen sind folgende:

a) Kleine Dimensionen;

b) starke Entwickelung des Zementes, wodurch der Vorderhöcker auf der Innenseite des Zahnes sehr gering hervorsteht;

c) der vordere Höcker ist mehr abgerundet als bei den Dauerzähnen usw. Alle diese Merkmale scheinen denen des *H. antilopinum* zu gleichen.

Die Prämolaren (Fig. 2) haben eine verhältnismäßig kleine Breite. Das charakteristische Merkmal dieser Form ist die allmähliche Rückbildung der hinteren Falte, welche den hinteren Höcker modelliert. Bei P_3 verschwindet diese Falte vollständig. Die eigenartige symmetrische Form eines solchen Zahnes ohne Hinterfalte ist auf der Fig. 2, unten, gut zu sehen.

Die Molaren (Fig. 2) haben außer ihrer geringen Größe keine besonderen Eigenschaften, obgleich man wohl die schwache Entwickelung des hinteren Höckers, welcher die hintere Wand nicht berührt, bemerken kann.

Die Form des Unterkiefers ist gerade, nicht gebogen (wie bei *antilopinum*) und im ganzen sehr niedrig.

Von den Zähnen des Unterkiefers sind die Milchbackenzähne zu bemerken, welche nach ihrer Form die Mitte zwischen den engeren des *H. Richthofeni* und den breiteren des *H. antilopinum* einnehmen. In der Tiefe des vorderen Tales des D_3 und D_4 bemerkt man eine Spore. Eine ähnliche kleine Spore entwickelt sich in der hinteren Schleihe etc.

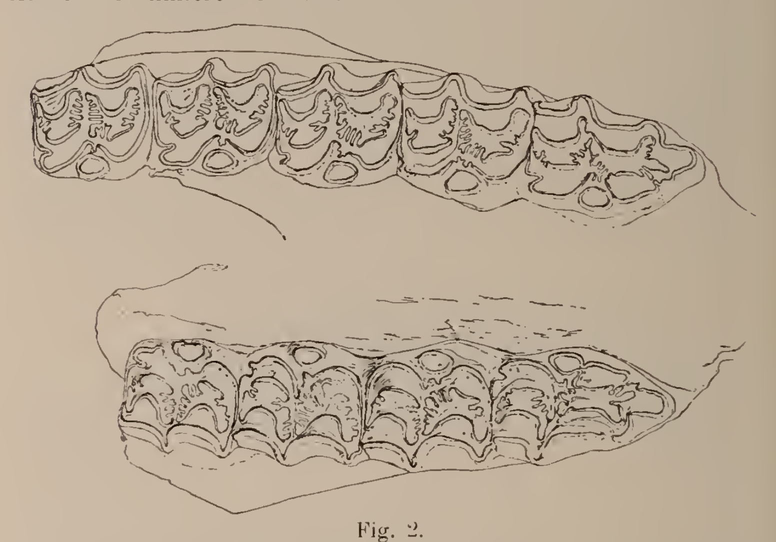


Fig. 2.

Von den anderen Teilen des Skeletts ist die mittlere Metacarpale mit einer kaum bemerkbaren Furche für das Ligamentum auf der Gelenkfläche zu erwähnen. Auf der hinteren Seite dieses Knochens, in seinem mittleren Teile, stehen die seitlichen Metacarpalen — sehr dünne und feine Knochen — näher zueinander, als gewöhnlich bei *H. gracile*. Eine gleiche schwach ausgeprägte Furche auf der Gelenkfläche hat auch die mittlere Metatarsale.

Bevor die übrigen Teile des Skeletts nicht ausführlicher beschrieben sind, wird die Frage über die Verhältnisse der Sebastopoler Form zu den anderen Repräsentanten dieses Genus selbstverständlich unerörtert bleiben müssen.

Die Größe der Unterkieferzähne.

	D_2	D_3	D_4	M_1	M_2
Länge	29—34	24—28,5	26—30	23,5—24,5	24 mm
Breite	13,5—15	13,5—15	13—14,5	9—12,5	10 „

Die Größe der Oberkieferzähne.

	D_2	D_3	D_4	P_1	P_2	
Länge	35—33	24—26	26—28	7,5—10	29—30	mm
Breite	21—22,5	21,5—24	20,5—23	6—8,5	21	„

	P_3	P_4	M_1	M_2	
Länge	22	21,5—23	20	20	mm
Breite	21,5	21,5—22	20	—	„

Aceratherium n. sp.

Von dieser Form ist ein fast ganzer Schädel, abgesehen von den Bruchstücken, mit einem fast vollen Gebiß des Ober- und Unterkiefers vorhanden. Im allgemeinen nähert sich diese Form dem *Ac. incisivum* KAUP, obgleich einige Differenzen vorhanden

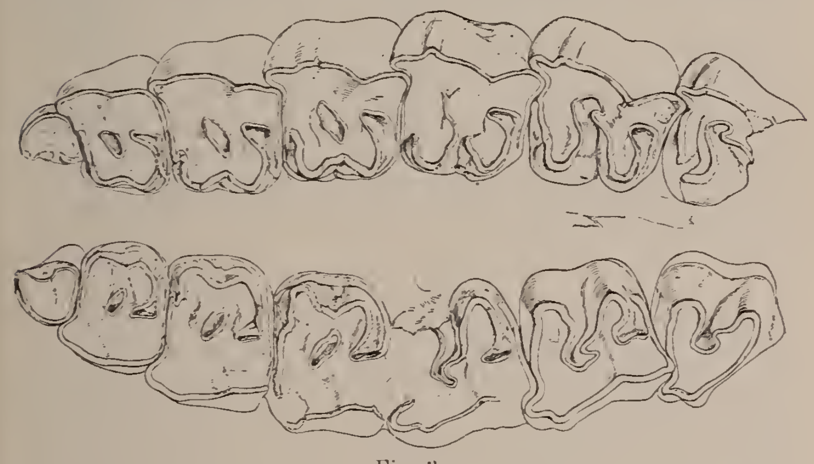


Fig. 3.

sind: die Stirnfläche ist verhältnismäßig etwas breiter, der Abstand des Vorderrandes der Orbite von dem Ohrloche ist länger, der Winkel zwischen den Scheitelhaupt- und Hinterhauptflächen ist größer, endlich ist die Augenhöhle, sowie das vordere Ende des Jochbogens bei unserer Form mehr nach vorn gerückt, als bei *Ac. incisivum*. Die Stirnbeine haben nur eine kleine Rauhheit auf der Mittellinie, wo sie sich mit den Nasenbeinen verbinden. Die letzteren, sowie auch die Zwischenkiefer sind leider nicht erhalten worden. Proc. mastoideus schließt sich dem Proc. postglenoideus an, wird aber von ihm durch eine schmale Spalte getrennt.

Was das Gebiß des Oberkiefers anbelangt (Fig. 3), so ist es ebenso dem *Ac. incisivum* sehr ähnlich. Vor allem — wie auch beim Unterkiefer — erinnert der Habitus der Zähne, ihre gegenseitige bezügliche Größe bei unserer Form in hohem Maße an *Ac. incisivum*, unterscheidet sich aber vom *tetradactylum*, *Blanfordi*

und *hipparionum*, bei welchen eine jähe Verminderung der Größe der Zähne zur vorderen oder zu beiden Seiten der Zahnreihe beobachtet wird. Die charakteristischen Merkmale unserer Form sind folgende: eine hohe, nach innen geneigte Außenwand, ein stark entwickelter Parastyl bei allen Molaren und Prämolaren, ein schwach entwickeltes Antecrochet auf dem Vorjoche und die metalophe Furche auf dem hinteren Joche. Endlich ist das Crochet nicht nach vorn, wie bei *incisivum*, sondern nach der Außenwand des Zahnes gerichtet. Die hintere Fossette der Molaren hat die Form einer schmalen Spalte, die sich am vorderen Ende verbreitet und vertieft. Das Cingulum an den Prämolaren, wie auch in gewissen Größen bei den Molaren, ist stark entwickelt, indem es bei P_3 und P_4 ergänzende Höcker beim Anfang der mittleren Fossette bildet. Bei M_3 hat die Außenwand im ganzen dieselbe Form, wie bei *Ac. incisivum*, trägt aber eine starke entwickelte Basallappe, wie beim chinesischen *Ac. hipparionum.*

Der Unterkiefer wird durch die gerade untere Seite seiner Zweige, wie beim *incisivum* (nicht konvexe, wie bei *Blanfordi*) charakterisiert, ist aber verhältnismäßig sehr hoch; sein Gebiß unterscheidet sich nicht wesentlich vom *incisivum*; die, wie bei letzterem entwickelten Stoßzähne sind bloß bei unserer Form weniger gebogen und gehen weniger auseinander.

Tragoceras sp.

Nach der Menge der Individuen ist, außer dem *Hipparion*, die am meisten verbreitete Form ein kleiner Repräsentant der Gattung *Tragoceras*. Der Schädel des Sebastopoler *Tragoceras* zeichnet sich durch eine leichte Knickung der Gesichtsachse gegenüber der cranialen, und durch die nach hinten gedrückten Hörner aus. Die hohe Nackenwand bildet mit der Schädeldecke einen rechten Winkel. Die Orbiten sind oval, nach vorn und unten ausgedehnt; die Tränengruben sehr ausgeprägt und liegen gleich bei der Augenhöhle.

Die Hörner sind nach dem 1. Typus Gaudry's gestellt[1]; haben außer dem vorderen noch einen hinteren Kiel; die Außenseite ist schwach, die Innenseite stark konvex. Wenn man das Horn von vorn betrachtet, so scheint es beim Distalende so umgedreht, daß man die Innenseite sieht.

Über die Dimensionen des Sebastopoler *Tragoceras*-Schädels kann man nach folgenden Ziffern urteilen:

Die Entfernung von dem Zwischenraum P und M bis zum Nackenkondylus	155 mm
Die größte Breite der Nackenwand	80 „
Die Entfernung zwischen den hinteren Enden der Orbiten	119 „

[1] Mt. Leberon, p. 55. pl. X. fig. 2.

Die Breite des Gaumens zwischen P und M	66	mm
Die größte Breite der Hörner	65	„
„ „ Dicke „ „	32	„
Die Länge der Hörner von den Augenhöhlen an	170	„

Das Gebiß hat ziemlich kleine Zähne. In dieser Hinsicht können unsere größten Exemplare nur mit den geringsten solch kleiner Formen, wie *Tragoceras gregarius*, verglichen werden. Zu gleicher Zeit haben die Zähne unserer Form folgende Sonderheiten, die schon auf ihre große Spezialisierung hinweisen. Die in dieser Hinsicht besonders interessanten oberen Prämolaren sind bedeutend abgekürzt, besonders P_3, welcher nach seiner Form sich schon dem P_4 nähert, obgleich sein vorderer Teil auch nicht so stark reduziert ist, wie z. B. bei *parvidens*. Bei den Molaren sieht man schon kaum entwickelte Sporen in den hinteren und zuweilen auch vorderen Marken; die Falten und Rippen der Außenwände sind stark entwickelt, wobei sich zwei Typen bemerkbar machen. Der zweite zeichnet sich durch stärker entwickelte Falten und, zu gleicher Zeit, schräger (kulissenartig) gestellte Zähne aus.

Die nach Größe und Charakter der Zähne nächste Form ist der schon erwähnte chinesische *Tragoceras gregarius*, von dem aber die Sebastopoler Form durch die obengenannten Eigenheiten der Struktur abweicht.

Charakteristisch für den Unterkiefer sind die engen Prämolaren und man unterscheidet dabei auch zwei Typen, je nachdem der Innenhöcker P_4 eine wandähnliche Ausbreitung nach vorn zeigt oder nicht (gleichzeitig sind einige Veränderungen auch an den anderen Zähnen beobachtet worden). Der erste Typus nähert sich wieder am meisten der Form der *Tragoceras gregarius*, ist aber ihm nicht identisch, was aber den zweiten anbelangt, so nähert er sich dem *Tragoceras Kokeni*, einer so weit vom Typus des Genus abweichenden Form.

Die Größe der Oberkieferzähne.

	D_2	D_3	D_4	P_2	P_3	P_4	
Länge	13	14	15	13—14	13—13.5	11—12	mm
Breite	8	10	14	10	11—13.5	12,5—14	„

	M_1	M_2	M_3	
Länge	13,5—15	15—18	16,5—19	mm
Breite	14—15,5	16—18	17—18	„

Die Größe der Unterkieferzähne.

	D_2	D_3	D_4	P_2	P_3	
Länge	8—9,5	11—13	16—19	9—11	12—14	mm
Breite	3,5—4	5—6	8—9,5	4,5—5,5	6—7,5	„

	P_4	M_1	M_2	M_3	
Länge	13—15	13—15,5	14—17,5	21—24	mm
Breite	7.5—9	8,5—11.5	9.5—11,5	10—12	„

?*Camelopardalis* n. sp.

Es bleibt noch ein Repräsentant der Cameloparдaliden zu erwähnen; was sein Gebiß betrifft, so sind nur einige Unterkiefer- und ein einziges Oberkieferfragment mit Zähnen D_3, D_4 und der Innenhälfte des M_1 (Fig. 4) erhalten worden.

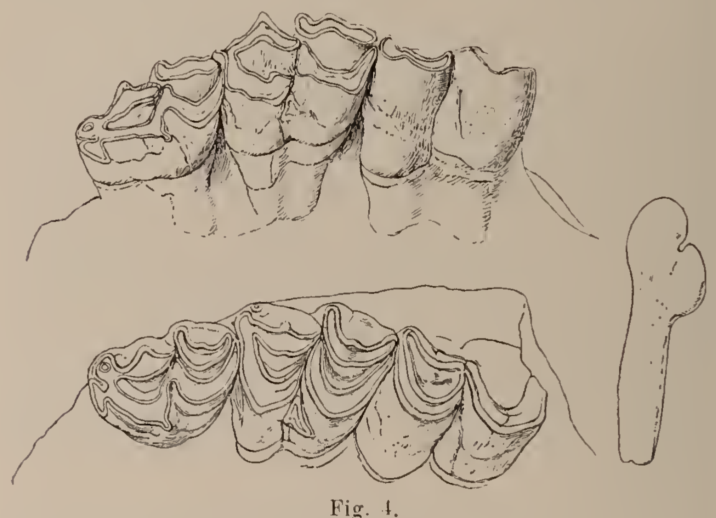


Fig. 4.

Die Zähne dieser Form — sie sind brachyodont, in die Länge ausgedehnt, mit starken Falten und Rippen auf der Außenseite und starkentwickelten Basalwülsten — besitzen noch in hohem Grade primitive hirschartige Merkmale.

Die unteren Prämolaren sind auch ziemlich in die Länge gedehnt. Bei P_4 sind die hinteren Halbmonde schräger als bei *Camelopardalis*, wo sie fast perpendikulär zur Außenwand des Zahnes gestellt sind; P_3 hat keine Innenwand; bei P_3 und P_2 ist das hintere Segment sehr stark in die Breite entwickelt. Dieses letzte Merkmal ist ausschließlich den Prämolaren unserer Form eigen.

Die unteren Molare sind kulissenartig gestellt, haben ein doppeltes akzessorisches drittes Segment bei M_3. Charakteristisch ist in einigen Fällen beobachtete Gabelung des hinteren Endes der vorderen Halbmonde; dieses Kennzeichen trifft man bei den Zähnen solcher Formen, wie *Sivatherium*.

Die unteren Milchzähne: D_2 hat eine sehr komplizierte Zahnkrone (die des Zahnes P_2 übertreffende); D_3 erinnert an P_3, hat auch keine Innenwand, sein hinteres Segment, das lange von dem vorderen geteilt bleibt, ist gut entwickelt. Beim D_4 (den am wenigsten charakteristischen Zahn) kann außer den breiten Halb-

monden noch die flache Form des hinteren Basalhöckers erwähnt werden.

Von den oberen Zähnen haben wir, wie gesagt, nur zwei Milchzähne, von denen nur D_3 bemerkenswert ist; er hat eine dreieckige Form, die ihn von den typischen Formen der *Camelopardalis*, mit einem kürzeren und daher mehr quadraten Zahn, wesentlich unterscheidet. Bei D_3 und D_4 sind die Basalwülste sehr entwickelt; die letzteren sind wahrscheinlich auch bei den Molaren vorhanden. An der Innenwand der Bruchstücke M_1 ist ein großes Cingulum mit hohem Höcker zu sehen.

Unsere Form unterscheidet sich von den Repräsentanten der Gattung *Camelopardalis* durch folgendes:

die dreieckige Form des oberen D_3,
die Abwesenheit der Innenwand bei den unteren P_3 und D_3,
die im allgemeinen ausgedehnte Form der unteren P.

Der eigenartige ? *C. microdon* Koken steht unserer Form am nächsten, bildet aber nach der Voraussetzung M. Schlosser's schon eine besondere Gattung.

Alcicephalus unterscheidet sich von unserer Form durch die Anwesenheit einer Innenwand bei den unteren P_3 und D_3 und durch die nicht kulissenartige Lage der Halbmonde bei den unteren Molaren.

Okapia, die unserer Form am nächsten steht, hat aber etwas kleinere Zähne, mehr spezialisierte untere Prämolaren, keine Basalwülste (?) und die oberen D bei dieser Form sind anders gebaut.

Neue Instrumente.

Neuere Verbesserungen am petrographischen Mikroskop.

Von **Fred. Eugene Wright.**

Mit 5 Textfiguren.

Einleitung.

Das petrographische Mikroskop ist dazu bestimmt, zwei Zwecke zu erfüllen, nämlich

1. diejenigen des gewöhnlichen Mikroskopes, d. h. zu vergrößern und Einzelheiten hervortreten zu lassen, die ohne seine Anwendung der Aufmerksamkeit entgehen würden, und
2. den Zweck eines Instrumentes für die Messung gewisser optischer Eigenschaften von Mineralien, in dünnen Durchschnitten.

Der erstgenannte Zweck ist allen Mikroskopen gemeinsam. Dank der außerordentlichen Mühe und Gedankenarbeit während

der letzten Jahre haben die Linsensysteme der modernen Mikroskope eine solche Vollkommenheit erreicht, daß sie nahezu in jeder Hinsicht allen Anforderungen entsprechen.

Bei der Untersuchung dünner Gesteinsschliffe und künstlicher Präparate sind die zu ermittelnden Einzelheiten in der Regel nicht derart, daß Vergrößerungen über + 250 notwendig würden. Die Tatsache, daß der Dicke, bis zu welcher Gesteinsdünnschliffe hergestellt werden können (0,01—0,02 mm), eine praktische Grenze gezogen ist, schließt die Isolierung und Bestimmung der optischen Eigenschaften eines einzelnen, viel weniger als 0,01 mm im Durchmesser messenden Kornes besonders dann aus, wenn dieses die Lichtstrahlen doppelt bricht. Aus diesem Grunde finden die Vorzüge der in höherem Grade korrigierten apochromatischen Objektive mit kompensierenden Okularen bei Petrographen weniger Würdigung als ihnen von seiten der Biologen und anderer, die viel stärkere Vergrößerungen benötigen, zuteil wird. Für die Beobachtung von Interferenzfiguren ist jedoch die große numerische Öffnung des apochromatischen Objektives ein Vorteil, ebenso wie der Abbe'sche Kondensor mit entsprechend großem Polarisator.

Die zweite Funktion des petrographischen Mikroskopes, diejenige einer optischen Meßvorrichtung, fügt seiner Konstruktion eine Reihe neuer Faktoren zu, die berücksichtigt werden müssen und die in gewissem Grade gemäß dem Zwecke variieren, dem das Mikroskop dienen soll. Wenn das Mikroskop zur Bestimmung sowohl grober als auch feiner-körniger Präparate zu dienen hat, so ist es notwendig, daß seine Arbeitsteile genau passen und vollkommen justiert sind, denn die Genauigkeit der Untersuchungen hängt in hohem Grade von der Genauigkeit der Konstruktion und der Justierung des Instrumentes ab.

Der Begriff Genauigkeit oder Grad von Genauigkeit ist vielleicht derjenige Faktor, mit dem sowohl der Verfertiger als auch der wissenschaftliche Beobachter am ernsthaftesten zu rechnen hat. Dieser Faktor setzt eine Kenntnis nicht nur über alle Teile des Instrumentes voraus, sondern auch über den Einfluß, den jeder Teil auf das Endergebnis auszuüben vermag; diese Kenntnis ist unerläßlich, wenn nicht unbekannte Faktoren die Beobachtungen beeinflussen und auf das Endresultat ihre Wirkung ausüben sollen. Wissenschaftliche Apparate sollten unter diesem Gesichtspunkte gebaut werden; die Möglichkeit für jede notwendig werdende Justierung sollte vorgesehen sein, und zwar dergestalt, daß nicht jede nachfolgende Justierung die vorausgegangenen störe. Das häufig von den Verfertigern wissenschaftlicher Instrumente verfolgte Prinzip ist, Justierungsvorrichtungen, wo irgend möglich, zu beseitigen und alle jene, die nicht beseitigt werden können, zu verbergen; dies Prinzip mag seine Berechtigung bei solchen Instrumenten haben, welche für den Gebrauch von Studierenden

bestimmt sind, die größeres Gewicht auf das Prinzip der Methode als auf die Genauigkeit der Messungen legen. Bei wissenschaftlichen Instrumenten, deren Beobachtungsergebnisse hingegen zuverlässig sein sollen, ist dieser Grundsatz nicht zulässig, denn er kann nur zu ungenügenden Ergebnissen führen, die eine wiederholte Arbeit erfordern. Bei solchen Instrumenten wird die Notwendigkeit geeigneter und bequemer Justierungsvorrichtungen als selbstverständlich anerkannt, doch ist dies leider bei vielen wissenschaftlichen Instrumenten nicht der Fall, und so ist der Beobachter entweder gezwungen, manche Stunden oder gar Tage mit der Prüfung der Justierung zu verschwenden, oder aber diese Justierung irgend einem unbekannten Mechaniker anzuvertrauen. Gute Justierungsmöglichkeit ist deshalb für ein wissenschaftliches Instrument ebenso wichtig wie die gute Konstruktion eines solchen; seitens der wissenschaftlichen Beobachter wird daher auf die Möglichkeit einer bequemen Justierung mehr und mehr Wert gelegt. In der Tat finden diese Forderungen auch heute bereits von den bedeutendsten Fabrikanten Berücksichtigung, indem sie ihre Instrumente mit den nötigen Vorrichtungen, die eine Berichtigung gestatten, versehen.

Die Justierungen sind beim petrographischen Mikroskop verhältnismäßig einfach und können ohne verwickelten Apparat vorgenommen werden. In der mechanischen Konstruktion des Instrumentes werden gewöhnlich folgende Bedingungen als wichtig bezeichnet:

1. Festes und starres Stativ für den Träger des optischen Systems.
2. Das optische System zentriert; die optische Achse läuft durch das Zentrum des drehbaren Objekttisches.
3. Einfache Vorrichtung zur Zentrierung des Objektives; die Zentrierschrauben müssen parallel und nicht diagonal zu den Kreuzfäden des Okulars stehen, damit der Beobachter diese Kreuzfäden als Richtlinien hat. Die Zentrierung des Tisches anstelle des Objektivs ist im Prinzip falsch, da es den einzigen Punkt, an dem das optische System befestigt ist, verlegt.
4. Leichter Übergang vom parallelen zum konvergenten polarisierten Licht.
5. Leichter Übergang von geringen zu starken Vergrößerungen.
6. Bertrand-Linse, zentrierbar und justierbar für die richtige Einstellung.
7. Richtig konstruierte grobe und feine Einstellvorrichtung zum Einstellen des Objektivs. Die feine Einstellschraube muß Unterschiede von 0,001 mm zu messen gestatten und frei von dem sogenannten „toten Gang“ sein.

8. Eine genügende Vorrichtung zum Heben und Senken des Kondensors. Der untere Nicol soll ausschaltbar und nicht direkt mit dem Kondensor verbunden sein.
9. Genau gearbeiteter Kreuzschlittentisch, auf welchem seitliche Bewegungen von 0,01 mm direkt meßbar sind.
10. Der geteilte Kreis des Objekttisches muß genau eingeteilt und mit Nonius versehen sein, so daß mindestens bis zu 5′ abgelesen werden können.

Außer diesen Bedingungen sind noch manche andere geringfügige Einzelheiten von großer Bedeutung für zufriedenstellende Messungen. Das Okular, der obere Nicolträger, die Lagerung der Bertrand-Linse, kurz, alle beweglichen Teile müssen genau passen, so daß sie sich bei allen Einstellungen stets an der gleichen Stelle wieder befinden. Optisch sollte die numerische Apertur des Kondensors gleich derjenigen des Objektives oder größer sein; der untere (Polarisator)-Nicol sollte genügend weit sein, damit seine Öffnung das Gesichtsfeld nicht einschränkt; aus demselben Grunde sollte das Irisdiaphragma der Polarisatorvorrichtung in der hinteren Bildebene des Kondensors gestellt werden.

Die Justierung des petrographischen Mikroskops.

Das richtig justierte petrographische Mikroskop hat folgende Bedingungen zu erfüllen:

1. Das optische System muß zentriert sein und seine Achse (Sehlinie) muß mit dem Zentrum des drehbaren Objekttisches zusammenfallen.
2. Die Nicols müssen exakt gekreuzt sein.
3. Die Kreuzfäden des Okulars müssen den Hauptschwingungsrichtungen des Nicols parallel laufen.

Die erste Bestimmung bedingt:

a) Zentrierung des Objektivs nach den gebräuchlichen Methoden;
b) Zentrierung des Kondensors durch Beobachtung des von ihm entworfenen Bildes im Augenpunkt des Okulars.

Bei dieser Justierung ist vorausgesetzt, daß der Tubus und die den Polarisator und den Kondensor tragende Vorrichtung sich in einer Linie befinden. Dies kann geprüft werden durch Einstellung des Objektivs auf die obere Oberfläche des Kondensors, wobei eine Lagenveränderung der anvisierten Oberfläche bei den verschiedenen Stellungen in wahrnehmbarer Weise nicht eintreten darf. Eine geringfügige Verschiebung ist kaum von Bedeutung für das Meßergebnis und kann daher ohne weitere Beachtung bleiben; seine Korrektur ist keine leichte Aufgabe und ist glücklicherweise auch nur selten nötig.

Zu 2. Obgleich zahlreiche Methoden für das genaue Kreuzen der Nicols existieren, so ist doch vielleicht die nachstehende die einfachste und präziseste. Man entferne alle Linsen aus dem Mikroskop — Okular, Objektiv und Kondensor — und halte es direkt gegen die Sonne, deren Strahlen parallel und so intensiv sind, daß eine Rotation eines der Nicols von weniger als 1′ aus der Position völliger Auslöschung sogleich wahrnehmbar wird. Wenn der untere Nicol vom gewöhnlichen Typus mit schrägen Endoberflächen ist, so ist die drehende Wirkung dieser Flächen auf die Polarisationsebene übertragener Lichtwellen derart, daß es ratsam ist, sowohl das Irisdiaphragma der Polarisatorvorrichtung als auch das des Tubus zu schließen, so daß nur zentrale Strahlen in das Prisma dringen. Der Prismentypus mit senkrechten Endflächen, entweder Glan-Thompsons oder Ahrens, rotiert die Polarisationsebene nicht im gleichen Maß wie der gewöhnliche Nicol und ist daher für genaue Arbeiten vorzuziehen.

Zu 3. Für die Justierung der Kreuzfäden des Okulars mit den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols wird ein dünngeschliffenes oder gespaltenes Plättchen eines Minerals wie Anhydrit oder Anthophyllit, unter dem Mikroskop beobachtet, das zwar mit Objektiv und Okular, aber nicht mit Kondensor ausgerüstet ist. Das Mikroskop wird direkt gegen die Sonne gehalten und die vollkommene Auslöschung der Platte direkt bis auf 1′ bestimmt.

Sodann werden die justierbaren Kreuzfäden des Okulars parallel der Schliffkante oder einer der Spaltlinien, wobei natürlich immer wieder zu beachten ist, daß eine völlige Auslöschung erhalten bleibt. Zwecks noch feinerer Justierung kann der Dreheffekt der Linsenoberflächen des Objektivs auf die Polarisationsebene der übertragenen Lichtwellen dadurch beseitigt werden, daß die Bertrand-Linse als Objektiv benutzt wird, das, mit dem Okular gebraucht, ein schwaches Mikroskop zur Beobachtung der Krisallplatte bildet. Bei dieser Anordnung sind alle Linsen und damit jede Gefahr einer Depolarisation aus geschlossen.

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

A. von Fersmann und V. Goldschmidt: Der Diamant, eine Studie. 8⁰. Text mit 274 p. und 206 Fig. Atlas mit 43 Taf. Heidelberg 1911. Carl Winter's Univ.-Buchhandlg. (Preis 10 Mk.)

Um von dem reichen Inhalt dieses Werkes einen Begriff zu geben, sei angeführt, daß 124 Diamantkristalle individuell behandelt sind, die Form eines jeden unter Fortlassung von unwesentlichem Beiwerk naturgetreu abgebildet und die Ausbildung

und Flächenbeschaffenheit durch sorgfältigst gezeichnete Reflexzüge und ergänzende Deckblätter zur Darstellung gebracht ist. Noch niemals ist die Formenausbildung eines Minerals sorgfältiger und liebevoller studiert, niemals so naturgetreu und bis ins einzelne genau in Abbildungen vorgeführt worden. Dies war nur erreichbar durch die Anwendung des zweikreisigen Goniometers, dessen universale Brauchbarkeit und Überlegenheit für die kristallographische Untersuchung krummer Flächen durch diese Arbeit evident erwiesen ist. In den Textfiguren werden zum Vergleich die bisher publizierten, schematisch gehaltenen Abbildungen der Diamantformen wiedergegeben; von diesen heben sich die neuen nicht nur durch ihre Naturtreue, sondern auch durch ihre, durch zarte Schraffierung erreichte plastische Bildung auf das vorteilhafteste ab.

Der Hauptwert des Werkes aber liegt nicht in den unübertroffenen Abbildungen und der knappen, klaren Beschreibung der Formen, sondern in der Deutung ihrer Entstehung; hierdurch erhält es erst seine große wissenschaftliche Bedeutung und rückt in die erste Reihe der kristallographischen Monographien.

Wir erfahren, daß unter den Kristallen des Diamant neben Wachstumsgebilden auch Lösungsgebilde vorkommen, die ersteren an scharfkantigen, die anderen an krummflächigen Kristallen, daß an manchen nur die ersteren entwickelt sind, an anderen diese vorherrschen, daß in manchen Fällen Lösen und Wachsen alternierend stattgefunden hat, daß es sogar Kristalle gibt, an denen Lösung und Wachsen nebeneinander und gleichzeitig erfolgten. Die oft behauptete und ebenso oft bestrittene tetraedrische Hemiedrie konnte aus den Reflexzügen als sicher, wenn auch nur in schwacher Form ausgebildet, erwiesen werden, daneben kommen die schon bekannten Zwillinge nach dem Spinellgesetz und Kompositzwillingsbildung vor, und alles dieses neben den oft starken Verzerrungen bewirkt die Mannigfaltigkeit in der Formenausbildung, durch welche der Diamant um so mehr einzig dasteht, als im ganzen nur acht typische Formen bei ihm mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten.

Am Schluß des Werkes wird eine kurze Zusammenstellung der von den Verfassern angestellten Ätzversuche an Diamant gegeben und ein Kristall mit natürlichen Ätzfiguren beschrieben und abgebildet.

Der reiche Inhalt des Werkes läßt sich im Auszuge auch nicht annähernd wiedergeben, es muß genügen, hier darauf hingewiesen zu haben. Kein Fachgenosse und kein Fachmann wird das Buch ohne große Befriedigung aus der Hand legen und nicht, ohne der Geduld der Verfasser seine Bewunderung zu zollen.

Die Ausstattung des Werkes, der Druck des Textes, die Ausführung der Tafeln ist ganz vortrefflich, der Preis staunenswert niedrig. R. Brauns.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Geologie Südtirols. I.

Von E. Koken.

Mit 4 Textfiguren.

1. Die Wengener Kalke.

Die stratigraphische Einreihung und Gliederung der anisischen und ladinischen Kalke Südtirols (und allgemein der Südalpen) wird durch ihre unregelmäßige, meist dürftige Fossilführung erschwert. Schlerndolomit, Mendelkalk, Esinokalk sind Namen, welche räumliche Verschiedenheiten ausdrücken und der Verschiebung der Grenzen Spielraum lassen. Meist liegen, trotz der anscheinenden Einheit, stratigraphische Folgen vor, die nicht genügend geklärt sind.

Eine Beziehung auf die Buchensteiner, Wengener, Cassianer Schichten wird, wie bekannt, dadurch erschwert, daß diese in der Nähe der Kalkmassen aussetzen und in der Kalk-Dolomitfazies sich verlieren.

Die Meinungsverschiedenheit über das Verhältnis der Kalke zu den heteropischen Bildungen ist daher so alt wie ihre stratigraphische Aussonderung.

Richthofen wies die ganze Kalkmasse des Latemar dem Mendelkalk zu, weil sie in sich geschlossen über den Werfener Schichten lagert und jene Schichtfuge vermissen läßt, die nach ihm Mendelkalk und Schlerndolomit stets trennt. „Mit dem Mendelkalk beginnt die große Doppelreihe, indem ein Teil der Profile den Schlerndolomit unmittelbar auf dem Mendoladolomit, ein anderer Teil beide Gebilde durch die mächtige Reihe der Tuffe getrennt zeigt. Alle Gegenden, wo das erstere stattfindet, müssen damals Festland gewesen sein, die letzteren waren Meer.“

Seine Voraussetzung, daß die Cassianer Schichten unter dem Schlerndolomit durchlaufen, hat manche spätere Untersuchung beeinflußt. Noch 1893 sprach sich von Wöhrmann dahin aus, daß die Cassianer Schichten unter dem Esinokalk gesucht werden müssen und daß, wenn man sie dort nicht findet, sie fehlen, „wie so häufig in Südtirol“. Die Kalke von Fassa und Fleims rechnete er aber, abweichend von Richthofen, dem „Schlerndolomit“ zu, und da sie von Gängen durchbrochen, von Laven und Tuffen überlagert werden, so „ist das Raibler Alter dieser Eruptivmassen unzweifelhaft“.

M. Ogilvie bezeichnete die Fassaner Kalkmassen als „Marmolata limestone“ und ließ die Cassianer Schichten unter ihnen durchlaufen.

Wenn in neuester Zeit in Südtirol die tektonischen Verhältnisse verwickelter dargestellt werden, als die naive Beobachtungsmethode der „Geologen alten Stils“ erkannte, so ist die Forderung dringend, daß zunächst das Problem geklärt wird, welches die Entwicklung der großen Kalkmassen noch bietet. In einer Abhandlung über die „Schichten von Heiligkreuz“ wird man eine Reihe von Anhaltspunkten finden. Mehrere Arbeiten jüngerer Geologen habe ich angeregt, um von einem größeren Gebiet Südtirols eine, von einem bestimmten Gesichtspunkt aus geleitete Darstellung zu gewinnen.

Seit mehreren Jahren beschäftigten mich besonders die stratigraphischen Verhältnisse der Fassaner Berge. Die ersten Fossilien von der Viezzena, die ich durch Romberg erhielt, ließen mich auf Cassianer Alter wenigstens dieser Kalke schließen[1]. Aber die späteren eigenen Untersuchungen an der Viezzena zeigten mir, daß die Kalke der Viezzena an keiner Stelle über das Wengener Niveau hinausgehen, ja die Cephalopodenfauna ist so altertümlich, daß man sie den Buchenstein-Reitzi-Schichten anschließen möchte. Besonders wichtig sind: *Protrachyceras recubariense, P. Viezzenae* n. sp. (aus derselben Gruppe), *Procladiscites Meneghinianus, Sturia forojulensis, Gymnites Viezzenae* n. sp. (dem *G. Raphaelis Zojae* wohl ähnlich, aber mit anderen Loben), *Ptychites* sp., *Syringonautilus lusianus* n. sp., *Pleuronautilus predazzensis* n. sp. (vergl. die Liste von Isugadoi).

Im Herbst 1908 machte ich mit Julius Romberg, dem ausgezeichneten Kenner des Predazzaner Gebiets, dessen Kartierung leider noch nicht veröffentlicht ist, eine Rundtour um die Lastei di Val Sorda. Beim Abstieg durch eine Scharte der Cima Feodo stieß ich auch auf dieser Seite des Tals auf eine versteinerungsreiche Stelle, die ich unter der mir von Morandini gegebenen Bezeichnung Isugadoi führe. *Halobia Lommeli* erfüllt eine Bank des mit Dolomitrhomboederchen durchsetzten weißen Kalks. Dazu treten u. a.: *Orthoceras Mojsisovicsi* Sal., *Procladiscites Meneghinii* Tomm., *Dinarites Misanii* Mojs., *Protrachyceras predazzense* (Gruppe des *P. recubariense*), *Ceratites* aff. *pemphix* Hauer, *Arcestes pannonicus* Mojs., *A. Taramellianus* Tomm., *A.* aff. *Böckhi* Mojs., *A.* aff. *Münsteri* Mojs., *Halobia Tommasi* Phill., *Daonella paucicostata* Tornqu.[2], *Posidonia wengensis* Wissm., *Aviculopecten triadicus* Sal., *Pecten cislonensis* Polifka, *P. De Lo-*

[1] Beiträge zur Geologie Südtirols. N. Jahrb. f. Min. etc. 1904. I.

[2] *Daonella paucicostata* der „*Subnodosus*-Schichten“ von Recoaro ist von D. *Moussoni* nur schwer zu unterscheiden. Die Jugendformen gleichen sich völlig.

renzoi Wilckens, *Lima Telleri* Bittn., *Eustylus geographicus* Stopp. und andere Gastropoden, die in einer Revision der südtiroler Wengener Fauna besprochen werden. Aus dem Tovo di Neve unter der Forcella bekam ich die *Halobia Lommeli* durch Morandini; auf dem Gipfel sammelte ich aber nur *H. Tommasii* Phill.

In der Rosengartengruppe traf ich *H. Lommeli* an mehreren Stellen, im Gebiet des Kesselkogels die verwandte *H. esinensis* Sal., welche bei Esino am Saumpfad unter der Costa di Prada ein etwas tieferes Niveau einhält als der dort ausgebeutete, gastropodenreiche Esinokalk.

Isugadoi liegt bedeutend tiefer als Cima Feodo, aber die Schichten fallen gegen das Tal und außerdem scheint die ganze Scholle an einer Spalte abgesunken zu sein. Man erreicht beim weiteren Aufstieg keine Schichten, die jüngeres Alter haben als Wengener.

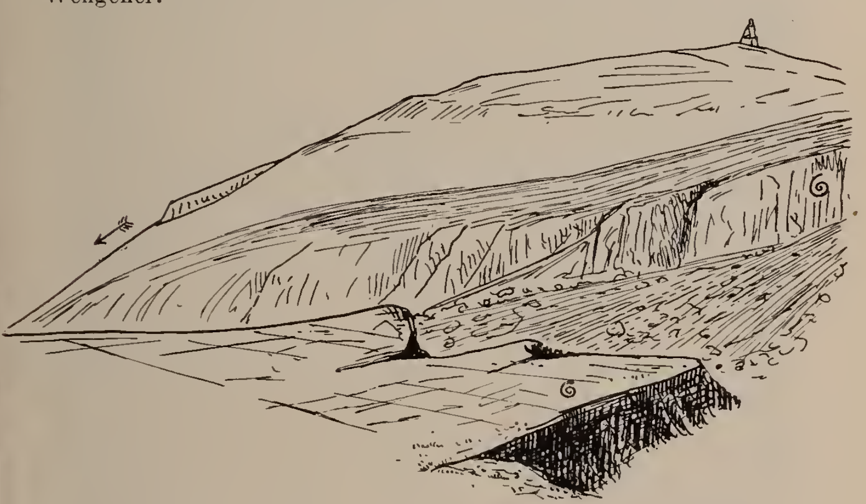


Fig. 1. Skizze der Lokalität Isugadoi unter Cima Feodo bei Predazzo. Die fossilführenden Stellen sind markiert.

Von Romberg bekam ich auch einige Fossilien, die er an dem erwähnten kleinen Paß zu den Lastei di Val Sorda gesammelt hatte; ich bestimmte *Trachynerita nodifera* Kittl, *Neritaria comensis, Pleuronautilus predazzensis* n. sp. Es ist das Gestein der Blöcke von Forno, welche glazial aus dem Latemargebiet nach Mezzavalle und Forno verschleppt sind. Auch in den Lastei di Val Sorda hat Romberg zuerst das Gestein von Forno anstehend gefunden. Ich verfolgte mit ihm die Trachyneritenbänke um das ganze wilde Amphitheater, bis über 2600 m hinauf. Große Coelostylinen und Chemnitzien sind an vielen Stellen zugesellt, aber

schwer aus dem Gestein zu lösen. Abgestürzte Blöcke am Fuße des Latemargipfels enthalten auch häufiger Cephalopoden, darunter einen *Ceratites*, der sehr an die von Reis beschriebenen Arten des Wettersteinkalks (besonders an *C. wettersteinensis*) erinnert.

Im Sommer 1910 untersuchte ich an jenem Paß die gegen das Avisiotal abfallenden Felsen. Außer *Pleuronautilus predazzensis* und Trachyneriten fanden sich *Orthoceras* sp., *Dinarites Misanii*, *Protrachyceras* cf. *recubariense*, *Ptychites* sp., *Monophyllites wengenensis*.

Über Forno senken sich die Trachyneritenbänke tief herunter, von Verwerfungen seitlich abgeschnitten. Gastropoden und kleine *Arcestes* sind häufig; über den Brüchen von Forno kommt *Trachynerita nodifera* in großen Exemplaren vor, darüber liegen sphärocodienreiche Bänke.

Dicht über dem Kalkofen von Forno treten in der Talsohle dunkle, mürbere Schichten auf. Sie sind teils oolithisch, teils sphärocodienführend und enthalten nesterweise Korallen, *Cidaris*-Reste, *Encrinus*-Glieder und Zweischaler, unter denen *Trigonodus medilensis* n. sp. den Arten des deutschen Muschelkalks nahesteht. Auch fand sich ein kleiner *Gymnites*. Stellenweise nimmt das Gestein das Aussehen des Buchensteiner Agglomerats an und führt Gerölle und fremde Trümmer. Biotitplättchen und zersetzte Fragmente erweisen die Beteiligung vulkanischen Materials.

Beim Aufstieg im oberen Val sorda hat man die ganze Triasfolge vor sich, kommt aber aus dem Mendeldolomit direkt in die fast überall trachyneritenführenden Kalke, ohne daß der beschriebene Horizont von Forno sich einschiebt. Im steilen Val averta, südlich der Forcella, tritt man in ca. 1300 m in die Stufe des Mendelkalks und bleibt in dem Massenkalk bis zum Val bonetta und bis zur versteinerungsreichen Forcella (2181 m). Ein Trachyneriten- und *Arcestes*-führender Abschnitt liegt etwa in der steilsten Stelle der Wand, an der ein schmaler Pfad sich hinaufwindet.

Wir kommen hier überall zu dem Resultat, daß die reinen Triaskalke (bezw. Dolomite) trotz oft bedeutender Mächtigkeit (im Val averta über 700 m) nicht über die Wengener Stufe hinausreichen. Die Cassianer Schichten müssen nicht unter und nicht in ihnen, sondern über ihnen gesucht werden. Dasselbe gilt für das Rosengartengebiet.

In der zitierten Arbeit beschrieb ich 1904, wie die Gangmelaphyre, die den Molignonkalk durchsetzen, mit Cassianer Ablagerungen in Beziehung treten. An den „Alpenplatten“ wie am Donnakogl, dessen Fuß in ähnlicher Weise von Melaphyren zerteilt wird, kommen kleine Nester mit Wengener Fauna vor.

Von der Marmolata bis zum Mendelrücken scheinen wesentlich dieselben Verhältnisse zu herrschen. Am Cislon über dem Trudener Tal enthalten die oberen Kalklagen Diploporen und eine

Wengener Fauna, in der ich neben den von POLIFKA namhaft gemachten Arten noch *Protrachyceras recubariense, Dinarites Misanii* und das Fragment eines scharf gekielten *Hungarites* fand, der an *H. Pedroi* erinnert, aber wohl besser zu *H. costosus* zu stellen ist.

Cassianer Schichten scheinen an diesem Dolomitkomplex nicht beteiligt, obwohl noch „Raibler Zwischenbildungen“ und Hauptdolomit die Höhe krönen.

Dasselbe glaube ich von der Mendel behaupten zu können, obwohl ich mich hier nur durch das reichliche Auftreten von Diploporen noch dicht unter den Raibler „Nonesiten“ leiten lassen kann. Was ich an Gastropoden und Arcesten sammelte, ist unbestimmbar. Ist meine Annahme richtig, dann dürfte die von der österreichischen Kartierung gewählte Bezeichnung „Schlerndolomit“ an der Mendel nicht passen. Denn Schlerndolomit im Sinne RICHTHOFEN's umfaßt Schichten über den Cassianern, und Schlerndolomit im Sinn der späteren Autoren Wengener und Cassianer Schichten.

Unter den „Nonesiten“, wie LEPSIUS das eruptive Gestein und seine Tuffe nannte, oder unter den „Raibler Zwischenbildungen“ ist die Oberfläche des Diploporendolomits der Mendel korrodiert. Es scheint hier eine Lücke in der Reihe der Schichten zu sein, und dies bestärkt mich in der Annahme, daß während der Cassianer Zeit Wengener Kalkmassen über die Oberfläche des Meeres gehoben waren. Ich komme damit einigermaßen zu der RICHTHOFEN'schen Vorstellung zurück, verschiebe aber die Denudationsfläche nach oben, denn das, was RICHTHOFEN Mendeldolomit nannte, ist in Fassa zum überwiegenden Teil Wengener Kalk. Ferner ist ein großer Teil des RICHTHOFEN'schen Schlerndolomits noch Wengener und liegt nicht über sondern unter der Denudationsfläche.

2. Die Beziehung der oberen Triasgesteine zu den Melaphyren.

Man kann im allgemeinen 4 Phasen der Ausbrüche unterscheiden. Die älteste ist wenig gekannt, wird aber durch die Melaphyreinschlüsse und Tuffe der Buchensteiner Schichten festgelegt. Für die Lokalisierung der Kalk- und Dolomitbildung hat sie entscheidende Bedeutung.

Für die 2. Eruptionsphase gibt der Melaphyr der Seiser Alp das klassische Beispiel; er durchbricht die Buchensteiner Schichten, die zerrissen und kontaktmetamorph verändert sind, und wird bedeckt vom Kieselkalk der Wengener Schichten, der in den Sprüngen der Melaphyroberfläche verhärtet ist.

In die 3. Eruptionsphase sind jene Melaphyre zu stellen, welche die Wengener Riffkalke durchbrechen und in Beziehung

zu den oberen Wengener Schichten und zu den Cassianer Schichten treten, wie im Durontal.

Die Melaphyre der 4. Phase unterlagern die Raibler Schichten oder vertreten solche. Nur weit im Südwesten erfolgten noch Ausbrüche während der Raibler Zeit.

An manchen Stellen, wo sich keine Melaphyrdecke einschiebt, ist es sehr schwer, die oberen Buchensteiner Platten von den ersten Wengener Schiefern zu trennen. So stehen unterhalb Pedratsches an der Gader dunkle Schiefer an, die von echten Buchensteiner Schichten unterlagert werden, aber neben *Halobia Lommeli* noch die *H. Taramelli* führen. Erst über ihnen folgen Melaphyre, die sicher vom Wengener Alter sind. Die krausen Schichtbilder, die schon L. von Buch und andere von der Costamühle schilderten, scheinen auf Zusammenschub solcher Schiefer durch spätere Melaphyreruptionen zu beruhen. Nicht selten sieht man im Wengener Melaphyr (2. Phase) größere und kleinere Fetzen von dunklen Schiefern stecken, die von echten Wengener Schiefern nicht unterschieden sind. Auch in die Buchensteiner Agglomerate schalten sich zuweilen solche Lagen ein. Die Sedimentierung hat niemals aufgehört; sie verschränkt sich mit der Förderung vulkanischer Gesteine und wird von diesen gleich darauf wieder zerrissen. Daß in einem Melaphyrlager von der Mächtigkeit des Puflatschmelaphyrs mehrere Ergüsse vereinigt sind, ergibt sich sowohl aus der wechselnden Zusammensetzung wie aus den verschiedenen Absonderungsbezirken.

Im Durontal, Fassatal, im Monzoni, an der Rodella und an vielen anderen Orten sind die mit Wengener und Cassianer Schichten verbundenen Melaphyre als Intrusionen tertiären Alters hingestellt. Der Irrtum hätte nicht entstehen können, wenn dem mikroskopischen Bilde auch der Sedimente einige Aufmerksamkeit zugewendet wäre. In die zweifellos triassischen Kalke sind Fragmente des Eruptivgesteins verarbeitet.

Übergänge führen von diesen meist bräunlichen, schlierigen, öfter auch oolithischen, zuweilen echt sinterartigen Kalken hinüber zu formlosen Brocken und Knollen, die in Lagen oder vereinzelt im Tuff liegen und innerlich oft eine so eigenartige Struktur zeigen, daß man sie für organogene Bildungen halten könnte.

Diese eigentümlichen Kalke, zu denen auch ein Teil der sogen. Cipitkalke gehört, beweisen zunächst, daß die Melaphyrergüsse triassisch sind, deren zerspratzte Fetzen sie umhüllen, aber sie zeigen auch, daß wir tatsächlich ein Grenzgebiet zwischen den reinen Kalken und den Tuffaufschüttungen betreten haben, das durch die Bildungsbedingungen gegeben ist, nicht durch zufällige tektonische Zusammenstellung.

Es ist ganz verständlich, wenn bei starker Pressung diese Grenzbildungen und auch die Melaphyrgänge selbst als Örter ge-

ringeren Widerstandes der Verruschelung und Verquetschung unterliegen. Dynamische Beeinflussungen hat jede spätere Eruption und jede Gebirgsbewegung der nachtriassischen Zeit, insbesondere die jungtertiäre, gebracht.

Die vulkanischen Ausbrüche der Triaszeit sind aber auch selbst Ursache beträchtlicher Störungen geworden. Die Bedeutung tertiärer Dislokationen soll nicht abgeschwächt werden, aber es ist ein knöchernes Dogma, daß alle Störungslinien in Südtirol aus dem Tertiär stammen und ein logisch unzulässiger Schluß, daß ein Eruptivgestein deswegen tertiär ist, weil es der „Asta- oder Judicarien-Richtung" folgt.

Wir können mit größerem Recht sagen, daß der Beweis des triassischen Alters der melaphyrischen Eruptiv-

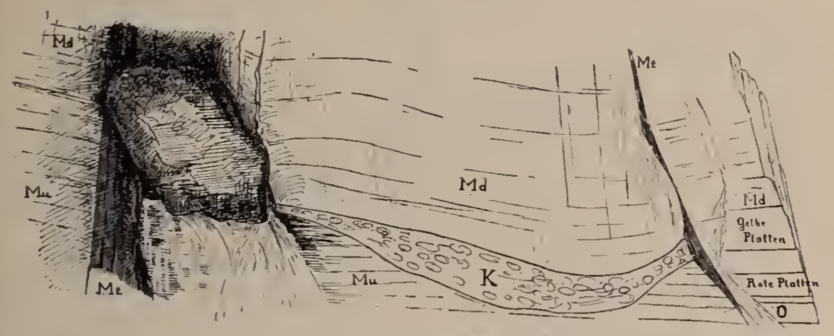


Fig. 2. Oberes Val della vechia, Latemar. Md = Mendelkalk, Mu = unterer Muschelkalk (rechts weiter gegliedert), Me = Melaphyr, O = oberer Gastropodenoolith, K = Quetsch-Konglomerat des unteren Muschelkalks. Die (durch einen Block gesperrte) Klamm, aus welcher der Bach stürzt, folgt dem Melaphyrgange. Der Melaphyrgang rechts ist etwas verkürzt gesehen und in Wirklichkeit mächtiger.

gesteine zugleich der Beweis für das triassische Alter vieler Dislokationen ist. Wir müssen dies annehmen, wo verschobene Schollen der unteren Trias von Melaphyrgängen durchsetzt sind, die syngenetisch mit Schichten der oberen Trias sind. So wird das Gebiet der Rodella und des Monte Donna, wo man tertiäre Intrusionen sah, wichtig für die Aufdeckung der vulkanischen Störungen triassischen Alters.

Daß die elementare Wucht der vulkanischen Ausbrüche auch im eigentlichen Fassa Störungen der Schichtgesteine nach sich zog, wird vielen eine selbstverständliche Voraussetzung sein. Wer diese großen Tuffgebiete durchwandert, dieses Netzwerk von Gängen, Decken und Diatremen bewundert, wird immer nach den Einwirkungen suchen, die der vulkanische Druck auf das zersplitterte Gebirge ausgeübt hat, und wird sie finden.

Die an der Via nova bei Predazzo durch Melaphyr kaustisch veränderten Werfener Schichten sind intensiv gefaltet und gefältelt; es ist nachweisbar, daß diese Faltung der Kontaktveränderung vorausgegangen ist.

Zwischen Melaphyrgängen eingeschlossene Triaskalke sind dort, wo es sich um reine Carbonatgesteine handelt, von Druckschieferung und Verruschelung betroffen, tonhaltige Komplexe aber gelegentlich zu Pseudokonglomeraten umgewandelt, deren Komponenten rund wie Gerölle und mit Spiegeln überzogen sind.

Es sind das Beispiele von Wirkungen im kleinen, aber sie führen immerhin vor Augen, wie die vulkanischen Pressungen

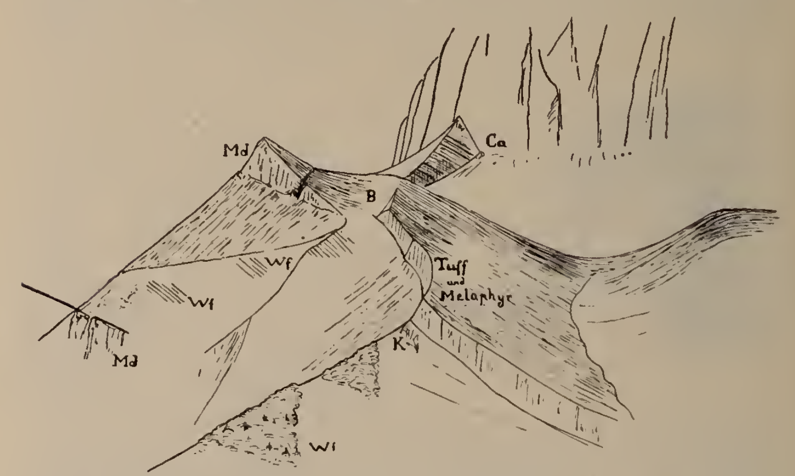


Fig. 3. Skizze der Rodella von der Pordoistraße. Md = Mendelkalk, Wf = Werfener Schichten, B = Buchensteiner Schichten, Ca = Cassianer Schichten unter der Grohmannspitze, K eine kleinere Scholle von Mendelkalk.

sich äußerten. Daß dabei große Kalkschollen abgelöst und im Magma verschleppt werden konnten, wird durch den Unterschied im spezifischen Gewicht erleichtert. Diese „schwimmenden" Kalkinseln sind links und rechts des Fassatals, im Bufaure, an der Greppa, aber auch im Gebiet der Seiser Alp vertreten.

An der Rodella ist der obere Teil des Berges eine überschobene Masse von Werfener Schichten und Mendelkalk. Man quert die polierte und gefurchte Überschiebungsfläche auf dem Pfad nach Campitello. Im Norden stoßen diese Dislokationen ab an dem aufsteigenden Melaphyr, der von Canazei bis zum Fuß des Plattkofl verfolgt werden kann. Aus diesem Verhalten des Melaphyrs gegenüber den hier schon recht bedeutenden Dislokationen hat man besonders sein tertiäres Alter gefolgert. Es ist aber triassisch, wie sich im Pozzateprofil nachweisen läßt.

Die Einleitung dieser Melaphyreruptionen bilden auch hier die Buchensteiner Agglomerate, mit denen sich gelegentlich, aber nicht durchlaufend, Platten und Knollenkalke verbinden. Während

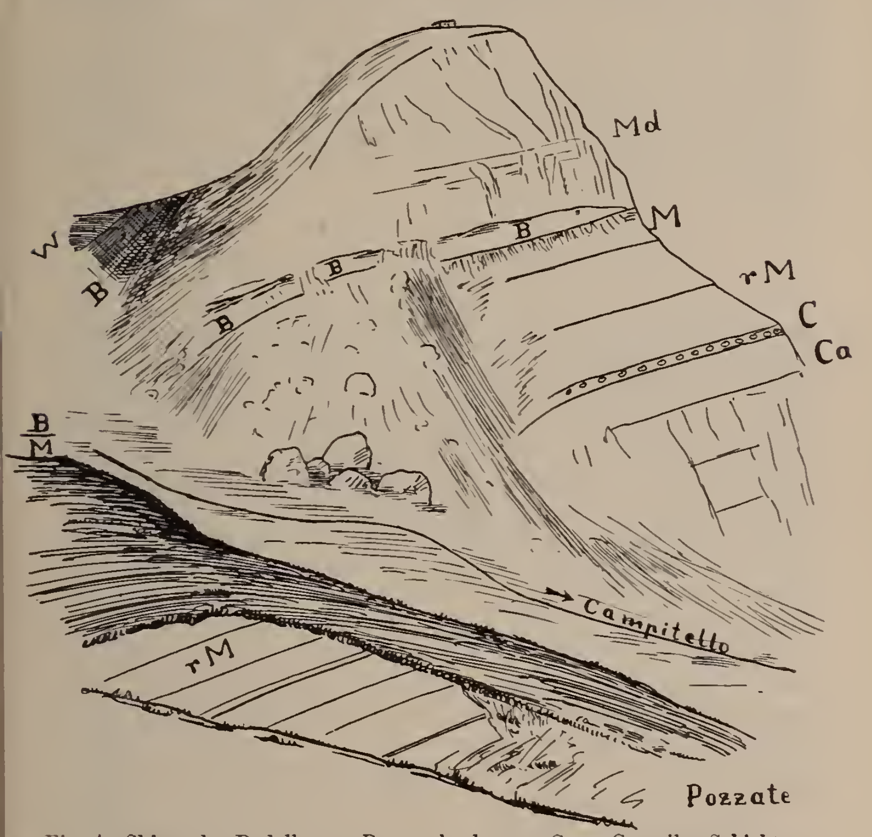


Fig. 4. Skizze der Rodella von Pozzatebach aus. Ca = Campiler Schichten, C = Richthofen'sches Konglomerat, rM = unterer Muschelkalk, rote Schichten, M = unterer Muschelkalk, graue (Myophorien-führende) Schichten, Md = Mendelkalk, B = Buchensteiner Schichten, W = Wengener Schichten, $\frac{B}{M}$ weist ungefähr auf die Stelle, wo in den Wiesen Buchensteiner Agglomerat auf unterem Muschelkalk (Myophorienschichten) liegt.

man sie auf der rechten Seite des Pozzatebaches an der normalen Stelle zwischen Mendeldolomit und Wengener Melaphyren eingeschaltet findet, liegen sie auf der linken Seite diskordant über unterem Muschelkalk (Myophorienschichten) und ziehen sich auf dieser Unterlage bis an den Mendeldolomit, der das Rodellahaus trägt. Sie sind hier mit Buchensteiner Platten und Quarz- und

Biotit-reichen Lagen so eng verbunden, daß von dem Gedanken an eine Reibungsbreccie durchaus abgestanden werden muß. Scheinbar treten sie im Liegenden des Mendelkalks auf, nach unten in die Myophorienschichten übergehend, ich halte sie aber für angelagert. Sie sind auch an mehreren Stellen des vom Gasthause abfallenden Rodellarückens vorhanden, an anderen legen sich scheinbar die Wengener Schichten direkt auf den deutlich erodierten Mendelkalk. Ich komme auf diese eigentümlichen Verhältnisse zurück. Da auch die Buchensteiner Schichten von Melaphyreruptionen zerrissen und verschoben sind, so ergeben sich schon hier mindestens zwei Phasen triassischer Störungen.

3. Schlerndolomit und Raibler Schichten.

Die sogen. Schlernplateauschichten sind nur ein Ausschnitt aus dem vollständigen Raibler Profil; die unteren Raibler Schichten finden ihr Äquivalent in den plattigen Dolomiten, die westlich der Schlernklamm durch den Melaphyr von dem tieferen Schlerndolomit geschieden werden, und die plattigen Dolomite wieder (vielleicht auch noch tiefere Lagen) finden es in den transgredierenden kalkig-dolomitischen Lagen, welche sich im Ampezzaner Gebiet über die Cassianer Mergel legen. Hier herrscht das von Richthofen geforderte Verhältnis des Schlerndolomits zu den Cassianer Schichten, zugleich aber geht aus einer Vergleichung hervor, daß dieser Schlerndolomit schon den unteren Teilen des Raibler Profils entsprechen muß.

An manchen Stellen, so am Lagacio, ruht er auf einem Cassianer Riffkalk, an anderen Stellen auf Cassianer Mergeln, nordwestlich von Settsaß, wo seine Mächtigkeit lokal nur noch ca. 10 m beträgt, wird er von den höchsten Lagen der Cassianer Schichten unterlagert und bei Peraguda und Heiligkreuz schieben sich statt dieses Dolomitzuges die Heiligkreuzer Schichten ein.

Petrographisch wechselnd, paläontologisch immer erkennbar verläuft über dieser Unterlage der Zug der Raibler Schichten im engeren Sinne; *Myophoria Kefersteini, Ostrea montis caprilis, Trigonodus Bittneri, Megalodon cassianus, Physocardia Ogilviae* etc., auch Sphärocodien, verkohltes Holz, Oolith mit Harzstückchen (Pichler's Kochenit) wird man als bezeichnend anführen können. Die echte *Myophoria Whateleyae* und *vestita* (die kaum zu unterscheiden sind; hierüber an anderer Stelle) treten gewöhnlich recht hoch auf, noch über *Ostrea montis caprilis*; es würde aber gewagt sein, hiernach etwa eine Abteilung als Torer Schichten abzugrenzen.

An manchen Stellen entfalten sich mächtige keuperartige Letten- und Steinmergelbänke über diesem mittleren Zuge, zuweilen und in geringerer Mächtigkeit auch unter ihm (Nuvolau, Heiligkreuz). Diese oberste Gruppe ist von Loretz, aber nicht

ganz richtig, mit den Schlernplateauschichten identifiziert. Megalodonten treten zonenweise in ihnen auf, sind aber noch zu wenig studiert. Hier ist ein Lager des aus dem Bakony bekannten *Craspedodon Hornigi.*

An den Steilhängen um Cortina sieht man diese bunten Letten nicht nur nach oben, sondern auch seitlich in Dolomit übergehen, der dann den Sockel des Hauptdolomits bildet.

Am Crespeina-Sattel werden die fossilreichen Raibler Schichten unmittelbar von diesem basalen Hauptdolomit überlagert, der mit Megalodon erfüllten Bänken abschließt. Ähnliches gilt vom Sellagebiet, wo dieselben Lagen auch reich an *Gyroporella vesiculifera* sind. Sie bilden wesentlich das Plateau der Puezalp.

Wenn ein Vergleich mit dem Raibler Profil lehrt, daß der „Schlerndolomit“ des Ampezzaner Gebiets den unteren Raibler Schichten entspricht, so zeigt das Profil des Schlerns seine Äquivalenz mit den plattigen Dolomiten über dem Melaphyr. Während am Settsaß unter diesem Dolomitzug die echten Cassianer Mergel lagern, ist es sehr wahrscheinlich, daß im Komplex des dolomitischen Schlerns (Südseite) die Cassianer Schichten schwach vertreten sind und daß hier Raibler nahe an Wengener stoßen.

Anders gegen die Seiser Alp hin. Hier hängt am alten Riffkern die Folge Wengen—Raibl in heteropischer Ausbildung, dort, wo die Verbindung mit dem Riffkörper stattfindet, selbst in Kalk, Kalkbreccien oder Dolomit übergehend. Wie auf der Seiser Alp selbst beginnen die Wengener Schichten über dem Melaphyr mit buntem Kieselkalk, der sich tief in die Klüfte und Sprünge des Eruptivgesteins hineinsenkt. Auch die nächste Serie von tuffosen Platten ist sehr ähnlich, aber höher hinauf ist eine Übereinstimmung nur dann vorhanden, wenn gröbere Tuffe mit Fossilien sich einschalten. Die sich wiederholenden Dolomitlagen fehlen der Seiser Alp. Qualitativ ist es die Veränderung, die man erwarten kann, wenn man aus dem Gebiet der tuffosen Fazies sich einem Riffkörper nähert.

Diese Schlußfolgerung würde nicht umgestoßen, wenn man mit Rothpletz die schräg zur Seiser Alp einfallenden Schichten mit dieser zu einer tektonischen Einheit zusammenfaßt, die an den eigentlichen Körper des Schlerns herangeschoben und durch eine Verwerfung von ihm geschieden ist. Zerdrückungen und Abtrennungen werden dem Fazieswechsel nachziehen. Indessen lassen sich die typischen Raibler Schichten in dolomitischer Fazies ohne jede Unterbrechung vom eigentlichen Schlernplateau bis zur Höhe der Roterdspitze (Sphärocodiendolomit) verfolgen. Auch auf dem Gipfel des großen Roßzahns sind sie vorhanden. Von der Roterdspitze sind sie steil gegen die Seiser Alp herabgebogen und noch tief am Gehänge nachweisbar. Im schmalen Rücken der Roterdspitze sind sie leicht im entgegengesetzten Sinn gebogen und

wiederum am ganzen Schlernrand bis zu den bekannten Aufschlüssen am Jungschlern entwickelt. So bilden sie eine einheitliche Decke über diesem ganzen interessanten Dolomitenzug, welche nach der Seite der Seiser Alp ziemlich tief herabhängt.

Eine Übergußschichtung im Sinne von Mojsisovics liegt hier wohl nicht vor, aber auch nicht der einzige Effekt tertiärer Dislokationen; diese mögen das Einfallen hier und dort gesteigert oder geschwächt haben, in der Anlage scheint es ursprünglich zu sein und mit der Ausbildung einer alten Hohlform zusammenzuhängen, zu der die Ausbrüche des Wengener Melaphyrs und die Senkungen im Austrittgebiet die Ursache gaben. Diese Verhältnisse seien hier nur gestreift. Eins aber möchte ich auch hier wieder betonen, daß die Pachycardientuffe der Seiser Alp zweifellos in die Raibler Schichten gehören und daß keine Dislokation die Tatsache ändert, daß die Raibler Schichten an der einen Stelle einer mächtigen Dolomitunterlage aufgesetzt sind, an einer benachbarten die konkordante Folge von Wengener und Cassianer Tuff- und Mergelschichten abschließen.

Ich habe in den roten Schlernplateauschichten nach und nach 121 Arten gesammelt; von diesen kommen fast 100 Arten in den Pachycardientuffen vor, unter ihnen so bezeichnende wie *Haliotimorpha Dieneri*, *Palaeonarica Kittli*, *Pustularia alpina*, *Tretospira multistriata*, *Pecten Zitteli*, *Hoernesia bipartita*, *Trigonodus rablensis*, *T. costatus*, *Myophoria Kefersteini*, *M. fissidentata*, *M. Kokeni*, *M. Wöhrmanni*, *Gonodon Mellingi* u. a. Cephalopoden sind auf der Seiser Alp selten. Mir liegen aber von der einen bekanntesten Fundstelle der Pachycardientuffe am Quellbache des Frombachs vor: *Nautilus brevis* Hauer, *N. brevior* Mojs., *Celtites laevidorsatus* Hauer, *C.* cf. *rectangularis* Hauer, *Lobites ellipticus* Hauer var. *compressa* (ähnlich der var. *complanata* Renz, allerdings auch ähnlich dem *L. Bouei* Mojs.), *Mojsisovicsites* sp., *Margarites* sp., *Buchites* aff. *modestus* Mojs., *Anatomites* aff. *Burmeisteri* Mojs.

Ich habe selbst das Hinaufgehen des *Trachyceras Archelaus* in die Raibler Schichten des Schlerns nachgewiesen und gebe nicht allzuviel auf das vereinzelte Auftreten dieser oder jener Ammonitenart. Hier liegt aber eine karnische Fauna vor, die sich ganz in den Rahmen der anderen Funde einfügt, grundverschieden von der in den Wengener Schichten der Seiser Alp gesammelten ist, sich aber auch von jener der oberen Cassianer Schichten (Zone des *Badiotites Eryx*) erheblich unterscheidet.

Dielektrizitätskonstante und Leitfähigkeit der Gesteine.

Von **Heinrich Löwy** in Göttingen.

Vor kurzem habe ich in der „Physikalischen Zeitschrift“ [1] eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern angegeben, die sich im wesentlichen auf die Erkenntnis stützt, daß die Erde bis zu sehr großen Tiefen hinab für elektrische Wellen durchlässig ist. Dieser Satz von der Durchlässigkeit der Erde enthält zwei gesonderte Aussagen:

1. daß die verschiedenen Gesteinsarten, welche die Erdkruste zusammensetzen, für elektrische Wellen durchlässig sind,

2. daß die Unterschiede zwischen den verschiedenen Gesteinen in elektrischer Beziehung so gering sind, daß keine störenden Reflexionen an den Trennungsflächen auftreten.

In der zitierten Abhandlung habe ich, da für Gesteine keine Bestimmungen der elektrischen Konstanten vorlagen, meinen Abschätzungen die Werte zugrunde gelegt, die ich in der Literatur für gesteinsbildende Mineralien vorgefunden habe. Im folgenden sollen die in jener Abhandlung gezogenen Schlüsse durch ein wesentlich umfassenderes Beobachtungsmaterial gestützt werden.

Tabelle I enthält Dielektrizitätskonstante und Leitfähigkeit einer größeren Anzahl von Gesteinen, die mir von Herrn Professor Pompeckj aus der Sammlung des Göttinger Geologischen Institutes freundlichst überlassen wurden. Es sind die Hauptrepräsentanten der am Aufbau der Erdkruste beteiligten Gesteine; die am häufigsten vorkommenden Arten sind in mehreren Exemplaren enthalten. Aus jeder Probe wurde je ein Prisma von 1 qcm Querschnitt und 2,5—3 cm Länge (zur Bestimmung der Leitfähigkeit) und je zwei Plättchen von 1 qcm Querschnitt und 0,08 cm Dicke (zur Bestimmung der Dielektrizitätskonstante) geschnitten [2]. Die doppelte Zahl der dünnen Plättchen hatte den Zweck, ein angenähertes Urteil über die Homogeneität des Gesteins zu ermöglichen.

Eine erste Messung der Leitfähigkeit mit Gleichspannung (und Quecksilberkontakten) ergab keine völlig konstante Einstellung der Galvanometernadel und ich bin daher zur Messung mit Wechselstrom übergegangen (Wheatstone'sche Brücke mit zwei parallel geschalteten Kondensatoren). Die Messung wurde mit dem bekannten Nernst'schen Instrumentarium ausgeführt, das mir von Herrn Geheimrat Tammann freundlichst zur Verfügung gestellt wurde. Zur Erzielung guter Kontakte wurden die Endflächen mit einem

---

[1] Löwy und Leimbach, Phys. Zeitschr. 11. 1910. p. 697; vergl. auch H. Löwy, dies. Centralbl. 1911. p. 241 und Gerland's Beitr. z. Geophysik. 11. 1. H. 1911, die einen unwesentlich gekürzten Abdruck der erstgenannten Abhandlung enthalten.

[2] Von der Firma Voigt & Hochgesang (R. Brunnée), Göttingen.

weichen Bleistifte graphitiert und zwischen zwei Kissen von 16 aufeinanderliegenden Staniolblättchen aneinandergepreßt.

Bei dieser Messung wurde für die überwiegende Mehrzahl der Gesteine Werte der Leitfähigkeit $\sigma \leqq 10^6$ gefunden. Hierbei ist $\sigma = 4\pi c^2 \sigma_{mg}$, wo c die Lichtgeschwindigkeit und σ_{mg} die elektromagnetisch in CGS-Einheiten gemessene Leitfähigkeit darstellen. (Den in Ohm gemessenen spezifischen Widerstand n erhält man

Tabelle I.

Eruptivgesteine.

Gesteine	Fundort	ε	σ	Anmerkung
1. Granit	Okerthal (Harz)	7—8	$< 10^2$	
2. „	Mittweida	8—9	$< 10^2$	
3. „	Fuchsberg bei Striegau (Schlesien)	8	$< 10^4$	
4. Porphyrartig. Granit	Schriesheim (Bergstraße) .	—	10^2	Zerbrochen.
5. Granitit	Steinerne Rinne	8	$< 10^2$	
6. „	Limbach b. Penig	—	10^6	
7. Hornfels	NO.-Gehänge d. Gr. Winterberges	7—8	10^3	
8. Hornfels im Kontakt mit schwarzem Porphyr	N. Elbingerode	9—10	10^4 u. 10^7	
9. Syenit	Ratssteinbruch i. Plauenschen Grunde b. Dresden	—	10^7	
10. „ (granitartig)	Plauenscher Grund . . .	13—14	10^3	
11. Eläolithsyenit . . .	Ditrobach b. Ditro (am rechten Ufer)	8—9	$< 10^2$	
12. Basalt	Kalbe am Meißner . . .	12	5.10^4	
13. Melaphyr	Schneidemüllerskopf (Kammersberg)	13	10^4	
14. Glimmermelaphyr .	Lehnberg b. d. Elbersburg (S. Harz)	14—15	ca. 10^4	
15. Diabas	Koblenz	—	5.10^4	Dünn. Plättchen von gelblichen, metallisch glänzenden Streifen durchzogen.
16. Diorit	Lemberg	8—9	2.10^4	
17. Tonporphyr . . .	b. Elend an der Chaussee nach Andreasberg . . .	13	7.10^3	
18. Trachyt	Monte Civino	8—9	$< 10^2$	
19. Gabbro	Weilburg (Nassau) . . .	—	10^7	
20. Serpentin	Breiterberg b. Waldheim .	—	3.10^7	

Kristalline Schiefer.

Gesteine	Fundort	ε	σ	Anmerkung
21. Gneis	?	8—9	$< 10^4$	
22. Feinkörnig. grauer Gneis	Annaberg	11—12	10^2	
23. Gneis	Mont Brevent (Chamouny)	14—15	$< 10^4$	
24. Gneis m. Hornblende	Liebenstein (Thür. Wald)	12	$< 10^4$	
25. Diorit-Gneis	Borntal, Kyffhäusergebirge	14—15	5.10^4	
26. Körniger faseriger Sericitgneis	Nerotal b. Wiesbaden	—	5.10^3	Zerbrochen.
27. Sericitschiefer	Wiesbaden	11—12	10^2	
28. Glimmerschiefer	Riffelberg b. Zermatt	—	$< 5.10^3$	Zerbrochen.
29. „	Trusental b. Brotterode	16—17	10^3	
30. Phyllit	Tapia, S. Louis (Argentin.)	13	$< 10^4$	
31. Quarz-Phyllit	Yerba buena bei Tapia (Argentinien)	8—11	$< 10^4$	
32. Quarzitschiefer	Weg von Mina vieja n. Bajs de Vilis (Argentinien)	9	6.10^3	
Kristalline Sedimente.				
33. Anhydrit	W. Walkenried (Harz)	7	$< 10^2$	
34. Stringocephalenkalk (Mitteldevon)	Lindener Mark (b. Gießen)	8—9	$< 10^2$	
35. Körniger Kalk im Phyllit lagernd	Unteres Martilltal (Ortlergebiet	8—9	$< 10^2$	
36. Unterer Muschelkalk	Hardegsen b. Göttingen	12	$< 10^2$	
37. Wüstengarten-Quarzit	Sandberg b. Überthal	7	5.10^2	
38. Korallen-Dolomit	Osterwald S.O. Koppenbrügge	8—9	?	Zerbrochen.
Klastische Sedimente.				
39. Mittlerer Buntsandstein	SO.-Hang d. Benther Berges b. Hannover	9	10^2	
40. Schilfsandstein (Obere Lage)	Stuttgart	11	2.10^3	
41. Grauwacke	Brandhai, s. Straße von Sorge nach Braunlage	9—10	5.10^2	
42. Tonschiefer	Schlangenberg im Altai	—	4.10^{12}	von gelbl. metallisch glänzenden Streifen durchzogen.

aus $n = \frac{10^{13}}{\sigma}$) Für den Extinktionskoeffizienten β[1], der bei kleinen Werten von $\frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 n^2}$ (ε Dielektrizitätskonstante, n Frequenz) in erster Annäherung

$$\beta = \frac{\sigma}{2c\sqrt{\varepsilon}}$$

lautet, erhält man also

$$\beta \lesssim 6 \,.\, 10^{-6},$$

falls wir den realen Verhältnissen entsprechend $\varepsilon = 8$ setzen. Das bedeutet, daß in einem derartigen Medium in 0,1 bezw. 1 km Entfernung vom Oszillator (Antenne) sich noch keine Auslöschung der Wellen fühlbar macht: man kann also hoffen, das Zehnfache der genannten Distanzen zu überwinden.

Der so gemessene Wert der Leitfähigkeit ist nun aber sehr wesentlich durch das in dem Gestein enthaltene Wasser mitbestimmt und stellt demgemäß gar keine für das Gestein charakteristische Konstante dar. Ich habe daher die Messung an getrockneten Gesteinen wiederholt. Die Proben wurden in einen Exsikkator gebracht und 15 Stunden im Vakuum gelassen. Bei der Messung befand sich die Probe ebenfalls in einem luftdicht abgeschlossenen Raum, um die beim Herausnehmen aus dem Exsikkator möglicherweise entstehende Oberflächenfeuchtigkeit durch Nachtrocknen zu entfernen. Diese Vorsichtsmaßregel hat sich als überflüssig erwiesen. Die Verminderung der Leitfähigkeit durch Trocknung war so bedeutend, daß die Messung mit Gleichspannung (2 bezw. 220 Volt) und Spiegelgalvanometer vorgenommen werden mußte. Die Einstellung des Galvanometers war nunmehr völlig konstant. Die ganze Messungsreihe wurde zweimal ausgeführt; das zweitemal war das Gestein statt 15 bloß 10 Stunden im Exsikkator gelassen worden. Das völlig übereinstimmende Resultat zeigt, daß zehn Stunden ausgereicht haben, um das ganze im Gestein enthaltene Wasser daraus zu entfernen (sofern es sich nicht in abgeschlossenen Hohlräumen befindet). Die so gemessenen Werte für die Leitfähigkeit (σ) sind in Tabelle I enthalten[2]. Die Werte für die feuchten Gesteine habe ich ihrem unbestimmten Charakter entsprechend in die Tabelle nicht aufgenommen.

Die Dielektrizitätskonstante wurde ebenfalls an getrockneten Proben mit der bekannten Nernst'schen Methode bestimmt. Auch hier wurden zwei Messungsreihen aber an verschiedenen Plättchen

---

[1] l. c p. 699 (dies. Centralbl. p. 244; Gerland's Beitr. p. 4).

[2] Die beiden in No. 8 angegebenen Werte stammen von zwei verschiedenen Proben (einem 2,5 cm langen Prisma und 0,08 cm dicken Plättchen) und deuten auf starke Inhomogeneität des Gesteins.

vorgenommen. Die gute Übereinstimmung der Werte deutet auf ziemliche Homogeneität des Materials. Man ersieht das klar aus den folgenden beliebig herausgegriffenen Beispielen:

No.	Gestein	Plättchen I α	Plättchen I β	Plättchen II
10	Syenit	13,7	14	13—14
31	Quarzphyllit . . .	8	8—9	11
33	Anhydrit	7	7	7
35	körniger Kalk . .	9	9	8—9

No. 31 stellt die größte Inhomogeneität dar, die bei diesen Messungen gefunden wurde. Der Meßkondensator war direkt auf Dielektrizitätskonstanten mit Hilfe von 7 verschiedenen Aichplättchen (Paraffin, Quarz //, ⊥, Kalkspat //, ⊥, Zirkon //, ⊥) geaicht; die so gefundenen Werte sind unter I β und II eingezeichnet [1]. Die Werte unter I α sind aus den Dimensionen des Kondensators unter Zugrundelegung des Quarz als Aichkörper berechnet worden. Die Aichung wurde mehrmals während der Messungen wiederholt. Wo kein Wert der Dielektrizitätskonstante angegeben ist, konnte derselbe wegen zu großer Leitfähigkeit des Plättchens nicht genau ermittelt werden. Nur bei No. 4, 26, 28 zerbrachen die Plättchen vor der Messung. Der Fehler beträgt 10—20 %; größere Genauigkeit hätte wohl mit Hinblick auf die geringe Homogeneität des Materials wenig Wert. Doch wäre — zwecks leichterer Handhabung — bei Wiederholung derartiger Messungen die Verwendung größerer Gesteinsplättchen (größerer Kapazitäten) zu empfehlen.

Es wurde endlich die Leitfähigkeit einer kleinen Zahl von gesteinsbildenden Mineralien bestimmt [2], und zwar von Biotit (aus Basalt), Gips, Spinell, Olivin, Zirkon, Aragonit, Titanit und Hypersthen und durchweg $\sigma < 10^{2}$ gefunden.

Tabelle II enthält die Leitfähigkeit einer kleinen Anzahl von Erzen [3], die aus der königl. Mineralienniederlage zu Freiberg i. S. stammen. Herrn Geheimrat R. Beck (Freiberg) bin ich für die freundliche Auswahl der Proben zu größtem Danke verpflichtet. Wie man sieht, besitzen die Erze No. 43—52 metallische Leitfähigkeit, No. 53—62 hingegen sind ganz ausgezeichnete Isolatoren. Speziell hervorgehoben sei die geringe Leitfähigkeit von

---

[1] Die Werte No. 10 sind extrapoliert.

[2] die ich Herrn Prof. Mügge (Göttingen) verdanke.

[3] Auf die Wichtigkeit derartiger Messungen mit Hinblick auf die sogen. „elektrischen Schürfmethoden“ hat vor langer Zeit Erhard (Jahrb. f. d. Berg- und Hüttenwesen im Kgr. Sa. 1885) hingewiesen.

Tabelle II.

Leitfähigkeit der Erze.

Gesteine	Fundort	σ	Anmerkung
43. Magnetkies	Bodenmais (Bayern) . . .	2.10^{14}	
44. Magneteisenerz (Rutschfläche) . . .	Dannemora (Schweden) . .	10^{13}	
45. Magneteisenerz . .	St. Christoph zu Breitenbrunn in Sachsen . . .	10^{12}	
46. Glanzeisenerz mit Magneteisenerz . .	Gellivaara (Schweden) . .	5.10^{10}	
47. Bleiglanz (Bleischweif)	Freiberg	2.10^{13}	
48. Bleiglanz	. . . .	2.10^{12}	
49. Buntkupfererz . .	Chile	2.10^{13}	
50. Kupferkies	Kunz' Kupfergrube auf Jeso (Hokkaido, Japan) . . .	5.10^{13}	
51. Schwefelkies . . .	Rio (Insel Elba)	10^{14}	
52. Molybdänglanz . .	Kingsgate b. Gleen Innes (Neu-Süd-Wales)	2.10^{11}	
53. Brauneisenstein mit Spateisensteinkern.	Grube Jean bei Wetzlar .	10^{4}	$\varepsilon = 10—11$
54. Roteisenstein (79,5 Fe)	Grube Eleonore b. Wetzlar	10^{4}	$\varepsilon =$ ca. 25
55. Oolithisches Roteisenerz	Kanada	2.10^{6}	
56. Blutstein	Platten (Böhmen)	2.10^{5}	
57. Zinnober	Idria (Krain)	$<5.10^{3}$	
58. Zinkblende	Freiberg (Sachsen)	7.10^{4}	
59. Antimonit	Mossiac (Frankreich) . . .	2.10^{4}	
60. Wolframit	Zinnwald b. Altenberg (Erzgebirge)	10^{6}	
61. Steinkohle	?	$<5.10^{3}$	
62. Braunkohle	?	$<5.10^{3}$	

Braun- und Steinkohle, die sich also dem Nachweis mittels meiner Methode leider entziehen.

Die Leitfähigkeit σ der überwiegenden Mehrzahl der trockenen Gesteine ist — wie Tabelle I lehrt — kleiner als 10^5, bezw. kleiner als 10^2. Dem entsprechenden Werte von $\beta < 6{,}10^{-7}$. bezw. $\beta < 6{,}10^{-10}$; daraus folgt, daß auf Distanzen von 10 bezw. 10000 km von der Antenne noch keinerlei Extinktion der Wellen zu bemerken ist.

Fragen wir nun, inwieweit dieses günstige Resultat durch die Aufeinanderfolge verschiedener Gesteinsschichten modifiziert wird, so dürfen wir — wie eine einfache Abschätzung lehrt — die durch Verschiedenheiten der Leitfähigkeit bedingten Reflexionen völlig außer acht lassen. Von größerem Einfluß sind Verschiedenheiten der Dielektrizitätskonstante, worauf ich schon früher[1] hingewiesen habe. Für $\sigma < 10^5$ und Schwingungsdauer $\tau < 3.10^{-6}$ (entsprechend den in der Praxis verwandten Wellenlängen bis zu 1000 m) erhält man in dem extremen Falle $\varepsilon_1 = 7$, $\varepsilon_2 = 17$ für das Reflexionsvermögen r

$$r = 0{,}05;$$

für $\varepsilon_1 = 7$, $\varepsilon_2 = 10$ sinkt r bereits auf $r = 0{,}005$; bei der überwiegenden Mehrzahl der Kombinationen ist es ganz zu vernachlässigen.

In sehr trockenen Gebieten — nur auf solche beziehen sich die obigen Ergebnisse — wird man also mit der Überwindung sehr großer Distanzen rechnen dürfen. So halte ich z. B. die Möglichkeit, auf unterirdischem Wege durch die Sahara hindurch zu telegraphieren, auf Grund der durchgeführten Abschätzungen für sehr wahrscheinlich. Von der ungeheueren Trockenheit solcher Wüstengebiete erhält man einen Begriff, wenn man erfährt, daß in der Sahara Kamelspuren vom Jahre 1877 im Jahre 1892 (also nach 15 Jahren) noch völlig deutlich zu erkennen waren. Desgleichen wird berichtet, daß die Spuren eines Wagens, den eine Goldsucherkarawane durch die Kalifornische Wüste führte, noch nach 11 Jahren so frisch war, als ob sie erst entstanden wäre[2].

Eine andere Frage ist, ob man in unseren regenreichen Gegenden an eine derartige drahtlose Telegraphie durch das Erdinnere auf große Distanzen denken kann. Auch hier wird man in größerer Tiefe auf Gebiete stoßen, die von den atmosphärischen Wässern nicht erreicht werden, wo also die in Tabelle I angegebenen Werte in Kraft treten. Durch Verlegung des Wellenausbreitungsvorganges in jene Regionen wird man also auch hier mit der Überwindung größerer Distanzen rechnen dürfen, wie ich an anderem Orte des näheren zu zeigen versucht habe[3]. Das letzte Wort in dieser Frage werden direkte Fernversuche nach Art der bereits unternommenen zu sprechen haben.

Göttingen, Juli 1911.

[1] l. c. p. 700.

[2] Joh. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Herausgegeben mit Unterstützung der K. Akad. d. Wiss. Berlin 1900. p. 94.

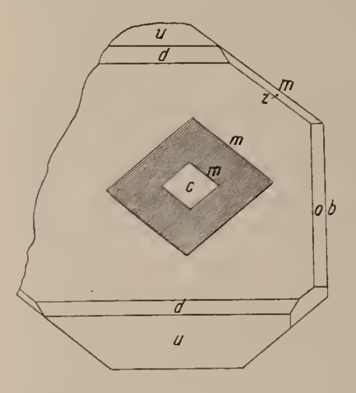
[3] H. Löwy, Systematische Erforschung des Erdinnern mittels elektrischen Wellen. Zeitschr. f. prakt. Geologie. XIX. 1911. p. 279.

Barytkristalle von Birkenau im kristallinen Odenwald.

Von **M. Henglein** in Karlsruhe.

Mit 1 Textfigur.

In dem Steinbruch der Gemeinde Birkenau im Kallstädter Tal sind an der „Hohen Hecke“ dunkelgraue bis schwarze, granatführende, schieferige Hornfelse aufgeschlossen, die vielfach von Granit, turmalinführendem Pegmatit und Minetten durchsetzt sind. Auf einer Kluft des Granits fand ich gelegentlich einer geologischen Exkursion mit Studierenden hiesiger Hochschule neben kristallisiertem Kalkspat (Comb. ∞R, $-\frac{1}{2}$ R) eine Menge von tafeligen Barytkristallen, deren Dimensionen Höhe : Tiefe : Breite 4 : 6 : 6,5 mm bei den kleinsten, 4,5 : 10 : 12 mm bei den größten Kristallen betragen.



Die meisten Kristalle zeigen im Innern das Prisma mit der Basis kombiniert teils einmal, teils zweimal eingeschlossen (s. Fig.). Das innerste Individuum ist wasserhell durchsichtig, das nächste hellgelb durchscheinend, während das die beiden umfassende Individuum flächenreich und von gelbbrauner Farbe ist; wir haben also hier eine intermittierende Bildung, eine Zonarstruktur.

Ein flächenreicher Kristall wurde gemessen und im Kopfbild in der Figur dargestellt; er enthält die Formen c (001), m (110), b (010), d (102), u (101), o (011), r (111), welche, was die relative Häufigkeit aller Barytvorkommen anbetrifft, an erster Stelle stehen [1], also die gewöhnlichsten Formen.

Was die Entstehung des Calcits und Baryts anbetrifft, so ist anzunehmen, daß durch Kohlensäure und schwefelhaltiges Wasser eine Zersetzung der kalk- und barythaltigen Silikate stattgefunden hat; auch die eisenhaltigen Silikate werden zersetzt, wie aus dem Auftreten des Schwefelkieses zu schließen ist.

[1] Henglein, Kristallographische Beiträge zur Kenntnis der Schwerspäte des Freiberger Bergreviers. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 85.

Neue Instrumente.

Neuere Verbesserungen am petrographischen Mikroskop.

Von **Fred. Eugene Wright.**

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Das verbesserte Mikroskop.

In den vorstehenden Abschnitten wurden die Anforderungen besprochen, denen das petrographische Mikroskop, in seiner Eigenschaft als zuverlässiges optisches Meßinstrument, genügen sollte, und gleichzeitig wird eine einfache Art seiner Justierung angegeben. Bei quantitativer Leistung ist es wichtig, daß alle instrumentalen Irrtümer auf das geringste Maß reduziert und ihre Wirkung auf das Endergebnis endgültig festgelegt werden. Die hohe Bedeutung zuverlässiger optischer Messungen für petrographische Arbeiten liegt auf der Hand und die wachsende Nachfrage nach numerischen Daten in der modernen Petrographie ist die natürliche Folgeerscheinung der Entwickelung dieser Wissenschaft. Trotz dieser Tendenz hat jedoch das quantitative Element noch immer keinen Raum in zahlreichen petrographischen Beschreibungen gefunden; der Grund hiefür ist augenscheinlich in den beschwerlichen Methoden und Vorrichtungen zu suchen, nach denen noch jetzt die optischen Konstanten von Mineralien unter dem Mikroskop ermittelt werden. Dem Beobachter fehlt die Zeit für die richtige Ausführung derartiger Messungen und daher versucht er sie von vornherein gar nicht. Wenn dagegen die Einrichtungen vereinfacht werden könnten, so daß die einzelnen Messungen leicht und schnell vorgenommen werden könnten und die Korrektionsfaktoren abschätzbar wären, so würden diese Gründe wegfallen und die Petrographie in entsprechendem Maße profitieren.

Bei dem weiter unten beschriebenen Mikroskop ist der Versuch gemacht, ein einfaches Instrument zu entwerfen und zugleich eines, mit dessen Hilfe die meisten optischen Konstanten direkt und zuverlässig ohne Verwendung komplizierter Hilfsapparate ermittelt werden können[1]. Die in praktischer Arbeit mit diesem Instrument gewonnenen Erfahrungen haben erwiesen, daß es in fast allen Beziehungen eine zufriedenstellende Arbeit ermöglicht und seinem Bestimmungszweck Genüge leistet.

[1] Der Verfasser stattet der Firma R. Fueß & Co. und speziell Herrn C. Leiß seinen Dank ab für die Sorgfalt, die sie auf die Erbauung dieses Instruments verwandt haben.

Bei der Wahl des Tubusträgers wurde besondere Rücksicht auf die Verwendung des Universaltisches genommen, denn diese erfordert ein reichliches Heben des Tubus nach oben. Bei der Polarisatorvorrichtung wurde die Leiss-Anordnung des Abbe-Kondensors mit Irisdiaphragma und Ahrens-Prisma angewandt.

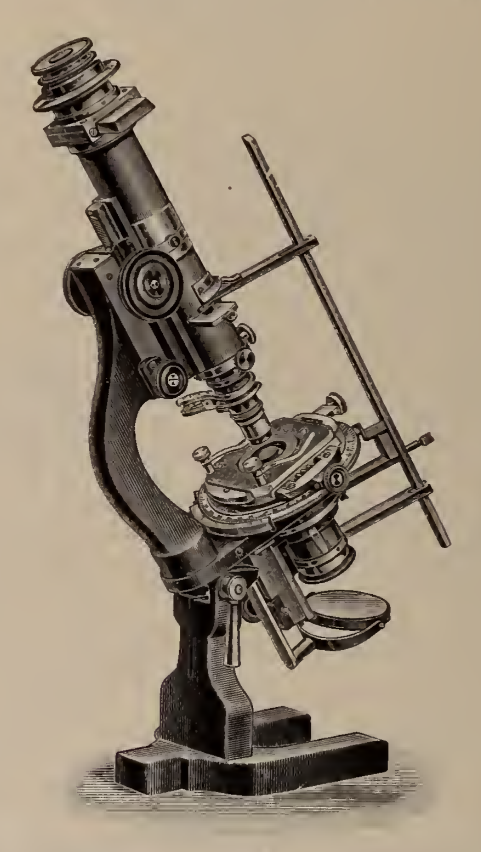


Fig. 1. Verbessertes petrographisches Mikroskop, entworfen mit besonderer Berücksichtigung der Genauigkeit und mit Vorrichtung für gleichzeitige Drehung der Nicols, sowie mit einer Okularfassung für verschieden montierte Keile und Platten, welche zur genauen Bestimmung der optischen Konstanten von Mineralkörnern in Dünnschliffen dienen.

da dies die zeitraubenden Manipulationen für das Einschalten des oberen Kondensors erspart. Der Kreuzschlittentisch ist das Modell von Fuess, das, obgleich es nicht staubdicht ist, doch so große Tragflächen besitzt, daß es als zweckentsprechend anzusehen ist. Die Objektivklammer und -ringe sind aus hartgegossenem Stahl und nicht aus Messing gefertigt, welch letzteres weich ist und

so leicht einkerbt, daß seine Oberfläche nicht für längere Zeit ohne Eindrücke bleibt. Die Bertrand-Linse wird in der üblichen Art in den Tubus eingeführt, wobei darauf zu achten ist, daß der Schlitten genau paßt, so daß nach Einschalten die Linse genau zentriert ist. Die Irisblende in dem Tubus befindet sich unmittelbar unter der Bertrand-Linse. Der beste Platz für die Irisblende ist im oberen Fokus der Bertrand-Linse, doch ist diese Anordnung technisch nicht gut durchführbar; die übliche Lage ist ja zudem völlig zweckmäßig. Sehr wichtig ist es, daß das Bild der zu beobachtenden Platte auf die Ebene dieses Irisdiaphragmas eingestellt werde, damit die Irisblende überhaupt wirksam wird. Dies kann leicht mit Hilfe einer Handlupe nach Fortnehmen des Okulars erreicht werden. Interferenzerscheinungen von winzigen Körnern werden am vorteilhaftesten direkt beobachtet im hinteren Fokus des Objektivs und zu diesem Zweck ist eine kleine Vorrichtung, welche in den Tubus an Stelle des Okulars paßt und



Fig. 2. Vorrichtung zum Abblenden des Sehfeldes bei direkter Beobachtung der Interferenzbilder von einem winzigen Korn nach der Lasaulx'schen Methode. Zwei Blenden S_1 und S_2, welche rechtwinklig zueinander verschoben werden können, gestatten dem Beobachter, das Licht von irgend einem Teile des Sehfeldes abzuschließen. Vor der Beobachtung der Interferenzbilder wird das Bild vom Objektiv zuerst in Übereinstimmung mit der von S_1 und S_2 gebildeten Blendebene gebracht, und zwar mittels der Lupe „a“.

mit einer Lupe ausgestattet ist (Fig. 2), recht praktisch. Durch seinen Gebrauch vermochte der Verfasser häufig Interferenzbilder von einem im Durchmesser nur 0,01 mm messenden Korn, das von anderen doppeltbrechenden Körnern umgeben war, zu erzielen.

Für die gleichzeitige Rotation der Nicols ist, wie in Fig. 1[1]

[1] Bei der ersten Beschreibung dieser Vorrichtung (Amer. Jour. Sc. (4.) **29**. p. 413. 1910) wies der Verfasser darauf hin, daß Mr. Allan B. Dick vor vielen Jahren eine Stangenverbindung zwischen dem unteren und dem aufsetzbaren Nicol vorschlug (Min. Mag. 8. p. 160. 1888). Seine Idee wurde von James Swift & Co., London, zur Ausführung gebracht. Some additional notes on the petrographic microscope. Swift & Co. London 1894. Im Jahre 1904 beschrieb E. Sommerfeldt (Zeitschr. wiss. Mikros. **21**.

gezeigt wird, eine Stangenverbindung angebracht. Diese ist aus schwerem, starrem Material gefertigt, damit die Justierung bei Rotation der Nicols nicht etwa durch Biegen oder Lockern der Teile gestört werde. Der obere Nicol kann nach Belieben in den Tubus eingeschaltet oder aus ihm entfernt werden, und kann ebenso allein gedreht werden. Der Drehungswinkel der Nicols kann entweder am Gradkreis dicht über dem obern Nicol oder am Kreis des drehbaren Objekttisches abgelesen werden. Diese Einrichtung hat nicht unter dem sogen. „toten Gang“ der Zahnradvorrichtungen zu leiden und ist von besonderem Nutzen bei der Untersuchung feinkörniger Gesteine oder künstlicher Präparate, bei denen eine präzise Zentrierung nicht leicht ist, besonders wenn die einzelnen Körner in einer Flüssigkeit ruhen und man damit rechnen muß, daß sie ihre Lage bei der geringsten Bewegung des Tisches verändern. Bei der Messung des optischen Achsenwinkels mittels des Koordinaten-Mikrometerokulars ist gleichzeitige Rotation der Nicols notwendig.

Zur zuverlässigen Messung der Doppelbrechung und des optischen Achsenwinkels sowie der Auslöschungsschiefen von Mineralplatten ist der Oberteil des Tubus, wie aus Fig. 1 hervorgeht, einer Veränderung unterworfen worden. Der Tubus ist an seinem oberen Ende so eingerichtet worden, daß in der Bildebene des Okulares verschiedene Keile oder Platten, auf Metallschlitten montiert, eingeschoben werden können. Eine korrespondierende Öffnung ist im Huyghens Okular angebracht für die Aufnahme dieser Platten, die so konstruiert ist, daß die obere Fläche irgend einer Platte tatsächlich mit der Ebene der Kreuzflächen übereinstimmt. Bei dieser Anordnung kann eine auf der oberen Fläche der eingesetzten Platte eingravierte Skala zusammen mit den Kreuzfäden und ohne wahrnehmbare Parallaxe betrachtet werden. Mit dem Mikroskop werden die folgenden montierten Platten und Keile, passend für die Okularfassung, geliefert, und andere können, wenn nötig, eingesetzt werden.

1. Ein mit Teilung versehener Kombinationsquarzkeil[1], für die Bestimmung der Doppelbrechung. Dieser Keil (Fig. 3a) besteht aus einer Quarzplatte und einem Quarzkeil, die übereinander-

p. 181. 1904; **22.** p. 356—362. 1905) eine der Dick'sche ähnliche Anordnung für die gleichzeitige Rotation der Nicols und hob besonders die Vorteile dieser Methode bei der Beobachtung von Interferenzfiguren hervor. Die Stangenverbindung am Mikroskop (Fig. 1) ist ebenfalls nach dem Dick'schen Prinzip ausgeführt. Das Verdienst des ersten Vorschlages und der ersten Verwendung der starren Stange für gleichzeitige Rotation der Nicols gebührt zweifellos Herrn Dick, dem die Petrographen Dank für zahlreiche in modernen petrographischen Mikroskopen angebrachte Verbesserungen schulden.

[1] Amer. Jour. Sc. (4.) **29.** p. 417. 1910.

gesetzt sind und deren Hauptachsen rechtwinklig zueinander laufen. Am Nullpunkt (Fig. 3 b) haben Platte und Keil die gleiche Dicke, woraus sich die genaue Kompensation ergibt. Die Spitze des Keils ist so berechnet, daß die $^1/_{10}$ mm Einteilungen der aufgravierten Skala (Fig. 3 b) auf der oberen Keilfläche direkt in 10 $\mu\mu$ Abschnitten den Wegunterschied zwischen den entstehenden Wellen für irgend einen Punkt angeben. Auf diese Art würde für Natriumlicht die Entfernung zwischen zwei aufeinanderfolgenden Interferenzbändern 58,9 Abteilungen (589 $\mu\mu$) auf der Skala des Keils sein. Bei diesem Keil ist der Wegunterschied von Wellen, die in einer bestimmten Platte entstehen, leicht festzustellen. Wenn die scheinbare Plattendicke nach der Methode des Duc de Chaulnes

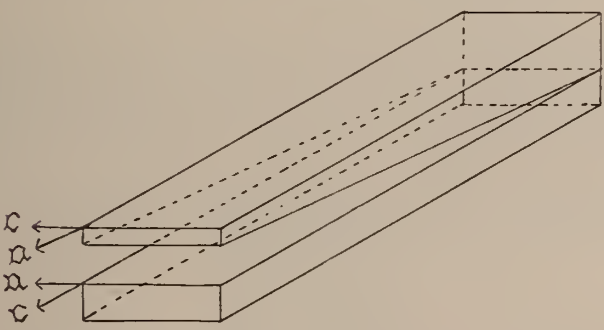


Fig. 3a. Mit Einteilung versehener Kombinationskeil. Der obere Teil der Kombination ist ein Quarzkeil, dessen lange Erstreckung in der Richtung a verläuft, während der untere Teil eine Quarzplatte darstellt, deren Erstreckung parallel c liegt.

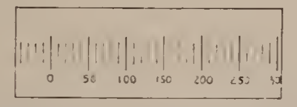


Fig. 3b. Oberansicht des Kombinationskeils, zeigend die Einteilung und Lage der schwarzen Nulllinie bei genauer Kompensation von Keil und Platte; die 0.01 mm Einteilungen auf der Skala sind im Bild nicht dargestellt.

bestimmt und mittels des Brechungsindex auf ihre wirkliche Dicke reduziert wird, ist es möglich, die Doppelbrechung der Platte mit einem wahrscheinlichen Fehler von ca. 10′ zu bestimmen. Je dicker die Platte, desto genauer das Ergebnis.

2. Die Doppelquarzkeilplatte zur genauen Bestimmung von Auslöschungsschiefen. Mit diesem Keil, der aus 2 Quarzplatten, eine rechts- und eine linksdrehend, und 2 Quarzkeilen besteht, alle normal zur Hauptachse geschliffen und montiert, wie in

Fig. 4a, 4b gezeigt, ist es möglich, mit einer einzigen Einstellung die Lage der völligen Auslöschung einer klaren Mineralplatte mit einem möglichen Irrtum von etwa 10′ zu bestimmen.

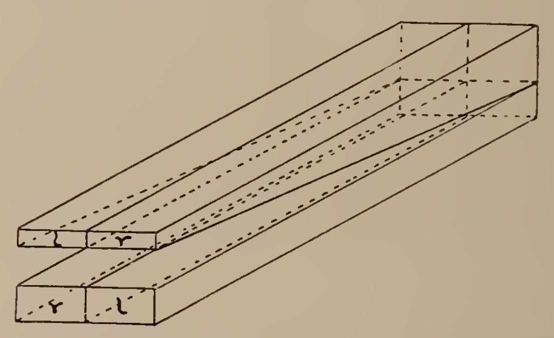


Fig. 4a. Ansicht der Doppelquarzkeilplatte, die relative Stellung der rechts- und linksdrehenden Keile und darunter befindlichen links- und rechtsdrehenden Quarzplatten zeigend; alle normal zur optischen Achse geschnitten und in dieser Kombination die empfindlichste Vorrichtung für die genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefen von Mineralien in dünnen Platten darstellend. Diese Vorrichtung kann auch für die Justierung der Nicols im petrographischen Mikroskop verwandt werden.

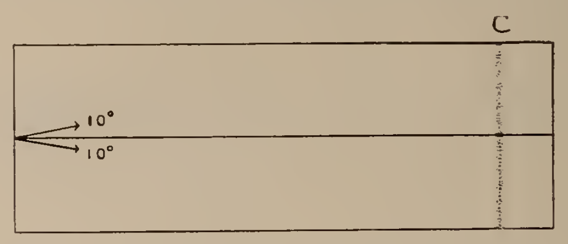


Fig. 4b. Oberansicht der Doppelquarzkeilplatte, die Stellung der schwarzen Nulllinie oder die genaue Kompensation bei C zeigend.

Die Grundsätze und Methoden für die Ermittlung von Auslöschungsschiefen sind ausführlich in einer anderen Beschreibung dargestellt [1], wo gezeigt wird, daß für allgemeine Zwecke mit veränderlichen Lichtverhältnissen und verschiedener Augenempfindlichkeit eine befriedigende allgemeine Methode die Möglichkeit bieten muß, die Empfindlichkeit zu variieren, um allen verschiedenartigen Verhältnissen gerecht zu werden. Dies wurde in recht zufriedenstellender Weise durch die Doppelquarzkeilplatte erreicht. Die Dunkelstellung zwischen gekreuzten Nicols wird für jeden Mineralabschnitt dadurch geprüft, daß einfach die Doppelquarzkeilplatte eingestellt und die Wirkung auf die beiden Platten-

[1] Amer. Jour. Sc. (4.) **26.** p. 349—390. 1908.

hälften beobachtet wird. Wenn die Trennungslinie der Doppelplatte bei völliger Auslöschung des Präparates mit den Ebenen der Nicols übereinstimmt, so werden beide Seiten des Keils die gleiche Belichtungsintensität aufweisen. Dieser Keil verlangt die Verwendung des aufsetzbaren Nicols über dem Okular. Der graduierte Ring dieses Aufsatznicols sollte genau geteilt sein und präzis in seine Okularstütze hineinpassen. Aus verschiedenen Gründen würde es vorteilhaft sein, diesen Nicol dauernd an einem wegklappbaren Arm zu befestigen, wie dies bei zahlreichen englischen Mikroskopen der Fall ist, aber es wurde hiervon beim vorliegenden Instrument aus gewissen Gründen doch abgesehen.

3. Die mit einem fein geteilten Quadratnetz versehene Platte für die Messung des optischen Achsenwinkels. Durch den Gebrauch dieser Vorrichtung (Fig. 5), die aus einer dünnen Glasplatte besteht, in welche feine Linien (Intervall 1/10 mm) gezogen sind, kann der optische Achsenwinkel eines Minerals gemessen werden, vorausgesetzt, daß eine oder beide optischen Achsen im Gesichtsfeld erscheinen. Die Grundsätze, auf denen

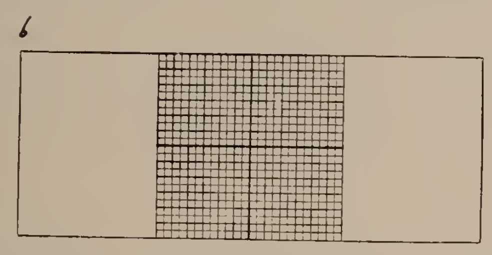


Fig. 5. Oberansicht, die Einteilung der Coordinatenplatte zeigend, die zur Messung des optischen Achsenwinkels von Mineralien in dünnen Durchschnitten benützt wird. In der Figur sind die 0,5 mm-Einteilungen, aber nicht die 0.1 mm-Einteilungen angegeben.

diese Methode beruht, wurden in ihren Einzelheiten in früheren Abhandlungen besprochen [1]. Vermittels dieser Platte und des zugehörigen Ramsden-Okulars kann der optische Achsenwinkel eines günstigen Mineraldurchschnittes, bei dem beide optische Achsen sichtbar sind, innerhalb 1°—2° bestimmt werden. Falls nur eine optische Achse innerhalb des Gesichtsfeldes erscheint, ist ein Irrtum von plus/minus 3° selbst bei einem günstigen Durchschnitt wohl möglich.

Von den anderen optischen Eigenschaften der Mineralien sind allein die Brechungsindizes in numerischen Angaben ausgedrückt,

[1] Amer. Jour. Sc. (4.) **24**. p. 317—369. 1907; (4.) **31**. p. 157—211. 1911; Tscherm. Min. petr. Mitt. **27**. p. 293—314. 1908. Vergl. auch F. Becke, Tscherm. Min. petr. Mitt. **24**. p. 35—44. 1905; **28**. p. 290 bis 293. 1909.

während die übrigen Eigenschaften, wie Kristallsystem, Farbe, Pleochroismus, Absorption, optischer Charakter, Charakter der Hauptzone, Dispersion der optischen Achsen und der Bisektrix gewöhnlich ohne numerische Messung ermittelt werden. Eine durchaus genügende Methode zur direkten Ermittlung der Brechungsindizes von Mineralplatten in dünnen Mineraldurchschnitten muß erst noch gefunden werden. Wenn die Platten oder Körner isoliert sind, sind ihre Brechungsindizes leicht durch die Methode der Eintauchung in lichtbrechende Flüssigkeiten zu ermitteln, wobei mit möglichen Irrtümern, unter günstigen Bedingungen, von etwa 0,001 mm zu rechnen ist, selbst wenn die zur Beobachtung dienenden Körner nur 0,01 mm im Durchmesser haben. Beim vorliegenden Mikroskop hat die Erfahrung gelehrt, daß es möglich ist, mit ausreichender Genauigkeit alle wichtigen optischen Eigenschaften klarer isolierter Körner, die nur wenige $\frac{1}{100}$ mm im Durchmesser messen, zu bestimmen. Dies ist von Wichtigkeit bei der Untersuchung feinkörniger Präparate oder Gesteine, deren Körnigkeit 0,05 mm nicht überschreitet. Unter solchen Verhältnissen können befriedigende Ergebnisse nur mit Hilfe eines genau konstruierten Instruments erzielt werden, und zu diesem Zwecke insbesondere ist das besprochene Mikroskop erbaut worden.

Geophysisches Laboratorium, Carnegie Institution of Washington, Washington D. C., Februar 1911.

Ein Instrumentarium zur Untersuchung und Demonstration von Mineralien auf Empfindlichkeit gegen elektrische Schwingungen.

Von Dr. **G. Seibt**, Ingenieur, Berlin-Schöneberg, Hauptstr. 9.

Mit 13 Textfiguren.

In der drahtlosen Telegraphie werden seit einer Reihe von Jahren gewisse Mineralien und einige künstlich hergestellte Stoffe, z. B. Karborundum, als Wellendetektoren verwendet. Sie dienen dem Zweck, die schnellen elektrischen Schwingungen, die auf den Empfangsstationen von den ankommenden Wellen erregt werden, in Gleichstromimpulse umzuwandeln, die dann mittels eines Telephons wahrgenommen oder durch einen Schreibapparat aufgezeichnet werden. Diese Umformung ist nötig, weil die elektrischen Schwingungen, deren Wechselzahl mehrere Hunderttausend bis über eine Million p. S. beträgt, viel zu schnell verlaufen, als daß das menschliche Ohr oder irgend ein anderer Mechanismus, der merkliche Trägheit besitzt, ihnen zu folgen vermöchte.

Die übliche Detektorkonstruktion besteht aus einem geeigneten

Mineral und einer feinen Metallspitze, die das Mineral mit sanftem Druck berührt (Fig. 1). Der Übergangswiderstand ist beträchtlich und hängt in hohem Maße von der Richtung des hindurchgeschickten Stromes ab. Häufig beträgt er in der einen Richtung mehr als das Doppelte desjenigen der anderen. So wurden von mir an einem Detektor, dessen wirksame Teile aus einem Bleiglanzwürfel und einer Silberspitze bestanden, Widerstände von 11 000 und 5100 Ohm festgestellt.

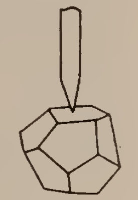


Fig. 1.

Hieraus ergibt sich, daß die Einrichtung wie ein Gleichrichter wirken kann. Ob dieser Effekt zustande kommt, hängt freilich, insofern schnelle Schwingungen in Frage kommen, noch davon ab, ob die Berührungsstelle ihren Widerstand auch in dem schnellen Tempo der Hochfrequenzströme zu ändern vermag. Wie die Erfahrung lehrt, ist dies der Fall. Es scheint, als ob wegen der winzigen Masse der Berührungsstelle keine schädlichen Trägheitserscheinungen auftreten. Zu beachten ist allerdings, daß der Druck, mit dem die Elektroden sich berühren, auch in Wirklichkeit sehr klein ist und richtig einreguliert wird. Bei stärkerem Zusammenpressen verschwindet nämlich die Detektorwirkung, offenbar, weil dann größere Massen ins Spiel kommen, deren Trägheit sich geltend macht.

Nicht jedes Mineral ist als Detektor geeignet. Die Fähigkeit hierzu hängt von der chemischen Zusammensetzung und der sonstigen Beschaffenheit der verwendeten Substanzen ab. Irgendwelche Anhaltspunkte oder Regeln, nach denen die Wellenempfindlichkeit beurteilt werden könnte, haben sich freilich bisher nicht ermitteln lassen. Nur das eine scheint festzustehen, daß die Sulfide und Oxyde eine bevorzugte Stellung als Detektoren einnehmen, während z. B. die Silikate wohl sämtlich wirkungslos sind. Unter den chemischen Elementen gehört Silicium zu den besten Detektoren.

Auch sonst begegnet man bei der Durchforschung der Mineralien auf Wellenempfindlichkeit mancherlei Eigentümlichkeiten. So erwies sich ein Eisenkies aus Chile als ein ausgezeichneter Detektor, während ein Kristall von der Insel Elba von mäßiger Wirkung war und ein schwedischer gänzlich versagte. Anatas aus dem Binnental im Kanton Wallis zeigt keine Spur von Wellenempfindlichkeit, die dunkelfarbigen Stücke desselben Minerals aus dem Tavetsch in Graubünden und aus Minas Geraes in Brasilien hingegen werden von anderen Mineralien kaum übertroffen. Unter den Brookiten reagierten bei meinen Versuchen nur die Stücke aus Magnet Cove in Arkansas auf elektrische Wellen. Dasselbe Verhalten beobachtet man bei einer großen Zahl anderer Mineralien. Es scheint hiernach, als ob die geringen, mit dem Fundort variierenden Beimengungen von wesentlichem Einfluß auf die Wellenempfindlichkeit sind.

An anderen Mineralien wiederum macht man die interessante Beobachtung, daß eine schwache Gleichstromspannung, die man über die Hochfrequenzströme lagert, imstande ist, ihre Indifferenz zu beseitigen. Sehr deutlich zeigt sich diese Erscheinung bei Iserin von der Iserwiese, der ohne Hilfsstrom nur eine geringe Spur von Wellenempfindlichkeit aufweist, bei Reizung mit $\frac{1}{2}$—1 Volt aber zu einem ausgezeichneten Detektor wird. Hilfsspannungen von $\frac{1}{10}$ Volt sind sehr häufig auch bei sonst schon guten Detektoren von Nutzen.

Die auffälligste Erscheinung ist wohl die, daß selbst die Richtung der Gleichstromimpulse nicht ohne weiteres angegeben werden kann. Denn bei Änderung des Berührungsdruckes, Wahl einer anderen Stelle am Mineral oder einer vorübergehenden stärkeren Erregung mit Schwingungen tritt häufig ein Umschlag des Zeigers in dem Galvanometer ein, das den Gleichstrom mißt.

Von der Technik werden drei Anforderungen an einen guten Detektor gestellt:

a) Er soll hochempfindlich sein.

b) Er soll seine Wirksamkeit bei Überlastung mit Hochfrequenzströmen nicht verlieren.

c) Der Berührungsdruck darf nicht zu kritisch sein.

Meine Bemühungen, ein Mineral ausfindig zu machen, das diesen Bedingungen möglichst vollkommen entspricht, wurden in letzter Zeit wesentlich gefördert durch das Entgegenkommen der Herren Geheimrat Prof. Dr. Liebisch und Prof. Dr. Nacken, die mir für meine Studien die Sammlung des Mineralogischen Museums zugänglich machten und mich auf ihrem Fachgebiete mit Ratschlägen in dankenswerter Weise unterstützten. Eine experimentelle Untersuchung über die elektrischen Eigenschaften des Zinnerzes, die auch die Frage der Wellenempfindlichkeit umfaßt und das eigenartige Verhalten dieses Minerals durch seinen Schichtenbau und die durch Verschiedenheiten der Färbung verratene wechselnde chemische Zusammensetzung erklärt, ist von dem ersteren vor kurzem veröffentlicht worden[1].

Der Aufbau eines Apparates, der für solche Untersuchungen notwendig ist, ist nun für denjenigen, der der Hochfrequenztechnik fremd gegenübersteht, nicht ganz einfach auszuführen. Namentlich bereitet die Empfängerschaltung einige Schwierigkeiten.

Um die Durchforschung dieses Gebietes zu erleichtern, habe ich ein Instrumentarium zusammengestellt, das alle erforderlichen Apparate in übersichtlicher Anordnung enthält. Es besteht aus zwei Teilen, dem Sender, mit dem die elektrischen Schwingungen erzeugt werden, und dem Empfänger, der sie aufnimmt und dem Detektor zuführt.

---

[1] Th. Liebisch, Über den Schichtenbau und das elektrische Verhalten des Zinnerzes. Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wiss. 1911. p. 414.

Der Sender.

Wenngleich im Grunde alle Methoden zur Erregung elektrischer Schwingungen für den vorliegenden Zweck verwendbar sind, so erzeugen doch die meisten von ihnen unnötig starke Energiemengen, die den Detektor überreizen und unbrauchbar machen. Eine Ausnahmestellung nimmt die Methode der Stromunterbrechung in einem geschlossenen Kondensatorkreise ein. Erregt man die Schwingungen mit Hilfe von Elementen, deren Strom durch die Selbstinduktion des Kondensatorkreises geleitet und von einem Selbstunterbrecher geöffnet und geschlossen wird, so erhält man Schwingungen von passender Stärke. Diese Schwingungsart besitzt ferner den Vorzug geringer Dämpfung, so daß scharfe Resonanzwirkungen erzielt werden.

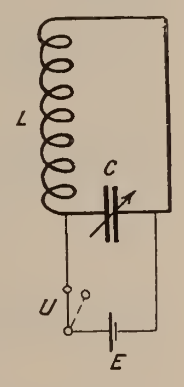


Fig. 2.

Fig. 2 veranschaulicht die Schaltung in ihrer einfachsten Form. Der geschlossene Schwingungskreis wird von dem Kondensator C und der Selbstinduktion L gebildet. Mittels des Schalters U kann der Strom des Elementes E geöffnet und geschlossen werden. Bei jedesmaliger Öffnung des Stromes entsteht in dem Kondensatorkreise ein Zug sehr wenig gedämpfter Schwingungen von der in Fig. 3 dargestellten Gestalt. Der physikalische Vorgang nach erfolgter Stromunterbrechung erklärt sich leicht durch folgende Überlegungen. Der Strom in der Spule L

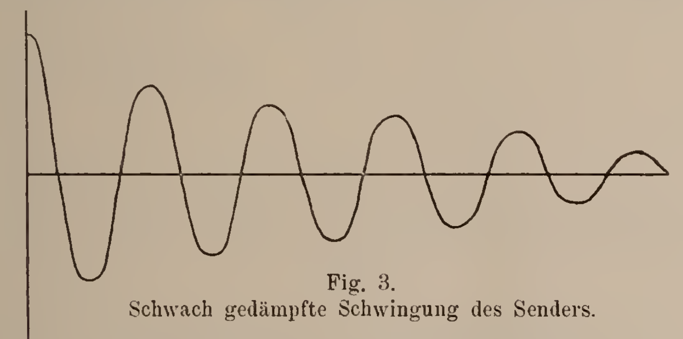


Fig. 3.
Schwach gedämpfte Schwingung des Senders.

hat bei seinem Entstehen ein magnetisches Feld erzeugt, das einen gewissen Energieinhalt besitzt. Wenn nun der Schalter plötzlich geöffnet wird, bleibt diese Energie sich selbst überlassen und strömt, da sie keinen anderen Ausgang findet, als Ladungsstrom in den Kondensator. Die Ladung dauert so lange an, als noch magnetische Kraftlinien vorhanden sind. Wenn dann der Kondensator alle Energie in sich aufgenommen hat, entladet er sich rückwärts durch die Spule, indem er in ihr einen Strom von um-

gekehrter Richtung erzeugt. Dieser wiederum stellt seinerseits ein neues magnetisches Feld her, das nach völliger Entladung dafür sorgt, daß der Strom weiterfließt und den Kondensator mit umgekehrter Spannung von neuem auf ladet. Darauf wiederholt sich das Spiel und setzt sich mit stets wechselnder Richtung der Spannungen und Ströme so lange fort, bis durch die Verluste in der Spule alle Energie aufgezehrt ist.

Nach der Theorie von W. THOMSON[1] ist die Zeitdauer einer Schwingung durch die Formel

$$T = 2\pi \sqrt{C\,L}$$

gegeben.

Ein Maß für die Schnelligkeit des Abfalls der Amplituden erhält man in dem Dämpfungsfaktor

$$\alpha = \frac{w}{2\,L}$$

(w Widerstand der Spule) oder genauer in dem logarithmischen Dekrement

$$\gamma = \frac{w\,T}{2\,L}$$

[1] Phil. Mag. (4.) 5. p. 393. 1855.

Die THOMSON'sche Theorie behandelt den Fall, daß die Energie ursprünglich im Kondensator angehäuft ist und sich bei Schließung des Kreises ausgleicht. Die Grenzbedingungen sind also andere als in unserem Fall. Schwingungsdauer und Dekrement werden dadurch nicht berührt, wohl aber der Ausdruck für die Amplituden. In unserem Fall gilt für die Spannung am Kondensator die Formel

$$E = e^{-\alpha t} \sqrt{E_0^2 + \left(\frac{J_0}{\omega C} - \frac{\alpha E_0}{\omega}\right)^2} \cos(\omega t - \chi)$$

oder mit großer Annäherung

$$E = J_0 \, e^{-\alpha t} \sqrt{\frac{L}{C}} \sin \omega t.$$

Hierin bedeuten J_0 den Strom in der Spule und E_0 die Spannung am Kondensator zur Zeit der Stromunterbrechung,

$$\omega = \frac{2\pi}{T}.$$

Die Schwingungen sind also um so kräftiger, je größer die Selbstinduktion der Spule und der unterbrochene Strom sind.

(Schluß folgt.)

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber das Auftreten der Ceratiten in dem elsass-lothringischen oberen Muschelkalk.

Von **E. W. Benecke.**

Der elsaß-lothringische obere Muschelkalk ist, nachdem ich die größeren Abteilungen desselben umgrenzt hatte, von den Herren van Werveke und Schumacher bei ihren geologischen Kartierungsarbeiten sehr genau untersucht und in folgender Weise gegliedert worden:

3. Dolomitische Region[1] 10 m.
2. Mergel und Kalke mit *Ceratites nodosus* und *C. semipartitus* 42 m.
1. Trochitenkalke 12 m.

In der Abteilung 2 wurden getrennt:

a) Schichten mit *Ceratites nodosus* 32 m.
b) Untere *Semipartitus*-Schichten 5 m.
c) Obere *Semipartitus*-(Terebratel-)Schichten 5 m.

In der Abteilung 3 wurde eine *Trigonodus*-Bank in der unteren Hälfte ausgeschieden.

Bei dieser Gliederung haben Ceratiten nur insofern Berücksichtigung gefunden, als Schichten mit *Ceratites nodosus* und Schichten mit *C. semipartitus* unterschieden wurden. Nun hatte aber schon 1867 F. Sandberger darauf hingewiesen, daß eine Ceratitenform, welche er *C. nodosus* var. compressus nannte, in Schichten zunächst über dem Trochitenkalk bezeichnend ist, und E. Fraas trennte eine dünne und eine dicke Varietät des *C. semipartitus* und gab an, daß letztere ein tieferes Lager als erstere einnehme. Weder Sandberger noch Fraas bildeten die

[1] Ich sehe davon ab, daß Schumacher zuletzt (in van Werveke, Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken der geologischen Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen und den angrenzenden Gebieten im Maßstab 1 : 200 000 p. 176) die dolomitische Region in die Lettenkohle stellte, die ganze Lettenkohle aber zum Muschelkalk zog. Um den Anschluß an die geologischen Karten der Rheinprovinz herzustellen, wurde auf den elsaß-lothringischen Karten allerdings die dolomitische Region mit der Lettenkohle als untere Dolomite verbunden. Ich möchte sie aber auch heute noch, wie 1877, als ich sie zuerst unterschied, bei dem oberen Muschelkalk belassen.

von ihnen unterschiedenen Varietäten ab. Die Bezugnahme von FRAAS auf eine Abbildung L. v. BUCH's eines ganz gekammerten Stückes von nur 8 cm Durchmesser vom Hainberg bei Göttingen genügt nicht zur Charakteristik der „dicken Varietät" [1].

E. PHILIPPI hat dann in einer ausgezeichneten Monographie unternommen, die Formen des oberen deutschen Muschelkalks schärfer zu umgrenzen und, soweit dies tunlich war, das Lager derselben festzustellen. Einen besonderen Wert verleihen der Arbeit PHILIPPI's die vortrefflichen derselben beigegebenen Abbildungen.

PHILIPPI hat auch die bis zu Ende des vorigen Jahrhunderts in den Straßburger Sammlungen niedergelegten Ceratiten des oberen elsaß-lothringischen Muschelkalks untersucht. Die eine Abbildung seines *C. nodosus* typ. ist nach einem elsässischen Exemplar gezeichnet.

Seit dem Erscheinen von PHILIPPI's Arbeit haben die Straßburger Sammlungen einen beträchtlichen Zuwachs an Ceratiten erhalten. Ich habe in einem nahezu vollendeten Abschnitt einer Arbeit, welcher der elsaß-lothringischen Trias gewidmet ist, unsere Ceratiten des oberen Muschelkalks ausführlich besprochen und eine Anzahl Tafeln der wichtigsten Formen zeichnen lassen. Ich beschränke mich im folgenden auf einige Angaben über das Lager einiger häufigeren Formen.

Vorausschicken muß ich, daß ich mit den von PHILIPPI eingeführten Benennungen nicht ausreiche. Dieser Autor hat, wie mir scheint, als *C. intermedius* verschiedenes zusammengefaßt. Auf Taf. XLIX seiner Ceratiten ist eine sehr charakteristische Form abgebildet, die besonders in Lothringen häufig ist. Sie gehört zu den hochmündigen, früher gewöhnlich als *C. semipartitus* aufgeführten Gehäusen. Bezeichnend ist die schmale, flache, von den Flanken scharf abgesetzte Externseite des schwach skulptierten, beinahe glatten, gekammerten Teiles und das Auftreten sehr dicker, plumper Falten, die gegen außen in gerundeten Anschwellungen endigen, auf der Wohnkammer. Es erreicht diese Form 25 cm Scheibendurchmesser und wird nur von dem typischen *C. semipartitus* an Größe übertroffen. Die Vorderansicht l. c. Fig. 1 a läßt die Eigentümlichkeit der Gestalt besonders deutlich hervortreten.

Auf Taf. L Fig. 1 hat PHILIPPI eine ebenfalls als *C. intermedius* bezeichnete Form abgebildet. Ein Vergleich mit Taf. XLIX

---

[1] Das geht schon daraus hervor, daß in PHILIPPI's Ceratiten diese Abbildungen unter den Synonymen sowohl des *C. dorsoplanus* (d. i. der dicken Varietät) als des *C. semipartitus* steht. Offenbar hatte PHILIPPI in der Deutung dieses Stückes geschwankt. Später hat er es, wie aus seinem Text 77 hervorgeht, zu *C. dorsoplanus* gestellt und übersehen, daß es auch bei *C. semipartitus* aufgeführt ist, wohin er es früher gestellt haben mag.

läßt aber sofort Unterschiede erkennen. Der gekammerte Teil dieses zweiten *C. intermedius* hat eine breitere Externseite, deutliche Flankenfalten und kräftige Externknoten. Die Wohnkammer ist ebenfalls kräftig skulptiert, wie Philippi's Abbildung zeigt, aber die Art der Skulptur ist verschieden von der des Taf. XLIX abgebildeten Stückes. An der Externseite stehen etwas in die Länge gezogene Knoten, nicht gerundete Anschwellungen, wie bei dem Stück auf Taf. XLIX. Die Dichotomie der Flankenfalten ist deutlich. Die von Philippi gewählte Bezeichnung *C. intermedius* paßt für beide Formen, insofern sie zwischen *C. nodosus* typ. und *C. dorsoplanus* stehen. Taf. XLIX nähert sich aber in dem gekammerten Teil mehr *C. dorsoplanus*, Taf. L mehr *C. nodosus* typ. Ich bezeichne erstere als *C. intermedius α*, letztere als *C. intermedius β*.

Ebenso sehe ich mich genötigt, *C. dorsoplanus* Phil. in zwei Formen zu zerlegen, von denen Philippi allerdings nur die eine (Taf. LII) abgebildet, die andere in unserer geologischen Landessammlung bezeichnet hat.

Ich habe letztere zeichnen lassen.

Die Form Philippi's (Taf. LII) trägt auf dem gekammerten Teil schwache Externknoten, von denen auf der Wohnkammer nur noch geringe Andeutungen vorhanden sind. Sonst ist das Gehäuse glatt. Es ist in der Tat ein dicker *C. semipartitus.* Bei nur mit den inneren, gekammerten Windungen erhaltenen Stücken, wie dem oben angeführten, von L. v. Buch abgebildeten, schwankt man zwischen den Bezeichnungen *dorsoplanus* und *semipartitus.* Zu einem Exemplar der Straßburger Universitätssammlung von Niederbronn von 12 cm Scheibendurchmesser bemerkte Philippi: „innere Windungen eher von *C. semipartitus* als von *C. dorsoplanus*“. Also bei einem noch um 4 cm größeren Scheibendurchmesser, als das Buch'sche Stück besitzt, wagte Philippi keine sichere Entscheidung. Ich bezeichne Philippi's Taf. LII als *C. dorsoplanus α.*

Als *C. dorsoplanus β* mag dann die von Philippi nach dem Erscheinen seines Werkes nach einem Exemplar der geologischen Landessammlung von Elsaß-Lothringen von Niederbronn ebenfalls als *C. dorsoplanus* bezeichnete Form unterschieden werden. Ich muß für dieselbe auf die Abbildung in meiner Arbeit verweisen. Sie unterscheidet sich von der nahezu glatten Form *α* bei gleichem Gesamthabitus durch recht kräftige Falten auf der Wohnkammer und auf dem letzten Drittel des gekammerten Teils. Externknoten sind auf der Wohnkammer noch vorhanden, und wenn auch kräftig, doch nicht entfernt so plump wie bei einem *C. intermedius α.* Der gekammerte Teil hinter den wenigen starken Flankenfalten trägt nur eine schwache Dichotomskulptur.

Über das Lager der Ceratiten des oberen Muschelkalks in Elsaß-Lothringen und dem angrenzenden Teil der Rheinprovinz und Luxemburgs kann ich die folgenden Angaben machen.

Das erste Auftreten fällt in den Trochitenkalk. Demselben gehören die von Weiss von Felsberg nahe Saarlouis und von van Werveke von Hargarten und Echternach angegebenen Vorkommen an. Weiteres, als was Weiss angibt, konnte ich über die Stücke von Felsberg nicht erfahren, doch bezeichneten die Arbeiter dort eine der obersten Bänke des echten Trochitenkalks als Lager selten vorkommender Ceratiten. Bei Hargarten sah van Werveke einen Ceratiten, konnte denselben aber nicht gewinnen. Ein aus dem Trochitenkalk von Echternach stammendes Fragment eines Ceratiten in der geologischen Landessammlung ist unbestimmbar, kann aber zu *C. compressus* gehören.

Über den Bänken massigen Trochitenkalks folgen dünne, oft ebenflächige, mit Ton und Mergellagen wechselnde Kalkbänke, welche in einer Mächtigkeit bis zu wenigstens 12 m den unteren Teil der „Schichten mit *C. nodosus*“ der oben mitgeteilten Gliederung ausmachen. Schon in den untersten Bänken stellen sich Ceratiten in großer Häufigkeit ein, und zwar herrscht hier *C. compressus* (Sdbg.) Phil. Mit demselben tritt, aber viel seltener, *C. evolutus* Phil. und *C. spinosus* Phil. auf, einmal wurde *C. atavus* Phil. gefunden. Man kann die durch *C. compressus* bezeichneten Schichten, bei der Verbreitung der Form von der Rheinprovinz bis nach dem Elsaß, als *Compressus*-Schichten bezeichnen.

Ich gehe an dieser Stelle nicht auf bezeichnende Eigentümlichkeiten dieser Abteilung, wie das Vorkommen von Bänken, erfüllt mit kleinen Gastropoden, Lamellibranchiern und Dentalien, sowie die sehr auffallende Erscheinung problematischer Spuren ein, welche in neuester Zeit aus Französisch-Lothringen von Fliche nach einem unvollständigen Exemplar als *Cancellophycus* sp. abgebildet wurden.

Die *Compressus*-Schichten lassen sich, ohne daß eine scharfe Grenze vorhanden wäre, in ihrer Gesamtheit unschwer von dem oberen Teil der Schichten mit *Ceratites nodosus* Schumacher's trennen. In diesen treten die ebenflächigen Plattenkalke sehr zurück, die Bänke werden wulstig, knollig, Tonlagen schieben sich seltener ein. Hier fehlt nun *C. compressus*, an seine Stelle tritt *C. nodosus* typ. und eine Anzahl demselben z. T. sehr nahe stehender Formen.

Außer *C. nodosus* typ., wie ihn Philippi von Göttingen und Balbronn [1] (Unt.-Els.) mit einem Durchmesser bis zu 15 cm abbildete, kommen größere Formen bis zu einigen 20 cm Durchmesser vor, welche durch besonders plumpe Entwicklung der Wohnkammerskulptur und stärker als bei dem Typus gewölbte, mitunter beinahe dachförmige Externseite sich auszeichnen. Philippi erwähnt solche Ceratiten bei *C. nodosus* typ. von Würzburg, von wo sie

---

[1] Baldeburne 1178, oft unrichtig Ballbronn geschrieben.

auch die hiesigen Sammlungen besitzen, und macht auf die gewölbte Externseite aufmerksam. Es ist wohl die Form, welche Stettner einmal als grobrippigen *C. nodosus* von Vaihingen a. E. anführt. Es ist mir wahrscheinlich, daß dieser Ceratit sehr hoch in den *Nodosus*-Schichten liegt. Man könnte ihn als *C. nodosus major* bezeichnen.

Sehr hoch in den *Nodosus*-Schichten liegt auch eine interessante, dem *C. nodosus* typ. nahestehende Form, die ich habe zeichnen lassen. Die Wohnkammer trägt vier bis fünf Wülste von geringerer Stärke als bei dem Typus auf den Flanken, die gegen die Externseite kaum anschwellen. Die Externseite der Wohnkammer ist gerundet, der Querschnitt oval, nicht quadratisch. Der gekammerte Teil des Gehäuses unterscheidet sich nicht von dem typischen *C. nodosus*.

Von anderen Ceratiten dieser Abteilung nenne ich *C. nodosus laevis* Phil. und *C. nodosus minor* Phil., letzterer übrigens dieselbe Größe erreichend wie *C. nodosus* typ. Man könnte beide ebensogut wie manche andere Ceratiten binomisch benennen. *C. nodosus minor* ist eine charakteristische Form, die ich von mehreren Punkten Elsaß-Lothringens kenne und bei Bruchsal, woher Philippi's Original im Stuttgarter Naturalienkabinett stammt, sammelte. Sie vermittelt durch etwas hochmündige Entwicklung den Übergang zu eigentlichen hochmündigen Gehäusen.

Die große Mannigfaltigkeit der dem typischen *C. nodosus* nahestehenden Formen ist schon von anderer Seite hervorgehoben. Auf einige bei uns gefundene Formen bin ich in meiner Arbeit an der Hand von Abbildungen näher eingegangen.

Von besonderer Bedeutung wurde für die Erkenntnis der vertikalen Verbreitung der Ceratiten in Lothringen ein gelegentlich einer Bahnhoferweiterung bei Remelfingen unweit Saargemünd geschaffener Aufschluß. Dort war die untere oder Hauptterebratelbank und die Schichten zunächst unter und über derselben mit großem Reichtum an Ceratiten angeschnitten. Herr Baurat Göbel, dem wir den Hinweis auf diese Fundstelle verdanken, hat die dort gesammelten Stücke sorgfältig nach dem Lager — unter und über der Terebratelbank — bezeichnet und der geologischen Landesanstalt überwiesen.

Es kommen sowohl unter als über der Hauptterebratelbank vor: *C. intermedius* α, *C. intermedius* β, *C. dorsoplanus* α, *C. dorsoplanus* β und *C. semipartitus* Mntf., aber in verschiedener Häufigkeit. In den mit schwachen Kalkbänken wechselnden Tonschichten unter der Terebratelbank, den unteren *Semipartitus*-Schichten Schumacher's, überwiegt *C. intermedius* α bei weitem alle anderen Formen an Masse. An 50 meist große Exemplare sind von diesem wenige Meter hohen Aufschluß in die geologische Landessammlung gekommen und das ist nur ein Teil der überhaupt gefundenen.

Aber auch noch über der Terebratelbank, in den oberen *Semipartitus*-Schichten, fehlt die Form nicht, ist aber dort bedeutend seltener. Die anderen oben genannten Formen kommen sowohl unter als über der Terebratelbank vor. Ich mache besonders auf das, wenn auch nicht häufige, Vorkommen des typischen *C. semipartitus* unter der Terebratelbank aufmerksam.

Man kann die unteren *Semipartitus*-Schichten nach der Häufigkeit des Vorkommens des *C. intermedius α* als *Intermedius*-Schichten bezeichnen. Den Ausdruck *Intermedius*-Zone möchte ich vermeiden, denn die Zone dieser Form geht höher hinauf und deckt sich, mindestens z. T., mit der Zone der anderen als über *C. nodosus* vorkommend genannten Formen.

Will man für die Schichten zwischen diesen *Intermedius*-Schichten und der dolomitischen Region, also den oberen *Semipartitus*-Schichten, eine paläontologische Bezeichnung wählen, so könnte man nur von Terebratelschichten sprechen. Keine Ceratitenform waltet bei uns in diesem Horizont so vor, daß man sie zur Bezeichnung benutzen könnte.

Aus der dolomitischen Region werden nur einige wenige Exemplare von Ceratiten aus dem nördlichen Lothringen angegeben. Da dort die Dolomitisierung bis in die Terebratelschichten heruntergreift, braucht ein in dolomitischem Gestein gefundener Ceratit nicht notwendig der dolomitischen Region anzugehören. Man wird ihn nur dann derselben zuweisen dürfen, wenn er in Schichten über den Terebrateln liegt.

Die nachstehende Tabelle enthält in übersichtlicher Weise die vertikale Verbreitung einiger Ceratiten im elsaß-lothringischen Muschelkalk. Ein Vergleich mit den Angaben über das Auftreten der Ceratiten im rechtsrheinischen oberen Muschelkalk zeigt in der Hauptsache Übereinstimmung, in Einzelheiten Abweichungen.

C. compressus ist überall der zuerst häufig auftretende Ceratit. Darin stimmen nord- und süddeutsche Autoren überein. Ich sammelte ihn selbst zunächst über dem Trochitenkalk in Hannover wie im Elsaß und in zwischenliegenden Gebieten, z. B. im nördlichen Baden, wo er mit *Spiriferina fragilis* in einer Bank liegt, die man, trotzdem sie noch reichlich Trochiten führt, nicht mehr zum Trochitenkalk rechnet.

C. compressus wird abgelöst durch den typischen *C. nodosus* und einige nahestehende Formen. Auch hierin herrscht Übereinstimmung zwischen Nord- und Süddeutschland.

Auf *C. nodosus* folgen die hochmündigen Ceratiten, die man früher allgemein unter der Bezeichnung *C. semipartitus* zusammenfaßte. Dieser Zusammenfassung entspricht die Bezeichnung *Semipartitus*-Schichten von allem, was zwischen *Nodosus*-Schichten und dolomitischer Region liegt, auf den geologischen Karten von Elsaß-Lothringen im Maßstabe 1 : 25 000.

	Benecke 1911	Schumacher 1906
Oberer Muschelkalk	6. Dolomitische Region. *Ceratites* sp. hochmündig.	Dolomitische Region.
	5. Terebratelschichten. Terebratelbänke und zwischen denselben liegende Kalk- und Mergelschichten. *C. intermedius* Phil. *α* u. *β*, *C. dorsoplanus* Phil. *α* u. *β*, *C. semipartitus* Mntf. sp.	Obere *Semipartitus*-(Terebratel-)Schichten.
	4. *Intermedius*-Schichten. *C. intermedius α* herrschend; daneben die unter 5 genannten Formen.	Untere *Semipartitus*-Schichten.
	3. *Nodosus*-Schichten (= Obere *Nodosus*-Schichten Phil.). *C. nodosus* Schl. typ., *C. nodosus major* n. n., *C. nodosus laevis* Phil., *C. nodosus minor* Phil. und andere an *C. nodosus* typ. sich anschließende Formen.	Schichten mit *C. nodosus*.
	2. *Compressus*-Schichten (= Untere *Nodosus*-Schichten Phil.). *C. compressus* (Sdb.) Phil., *C. evolutus* Phil., *C. spinosus* Phil., *C. atavus* Phil.	
	1. Trochitenkalk. *Ceratites* sp.	Trochitenkalk.

Von den hochmündigen Formen macht sich zunächst über den *Nodosus*-Schichten der oben charakterisierte *C. intermedius α* durch Häufigkeit bemerkbar, er reicht aber bis hinauf in die Terebratelschichten. Die anderen hochmündigen Ceratiten treten bei uns mit *C. intermedius α* gleichzeitig auf und reichen, allmählich häufiger werdend, bis unter die dolomitische Region, vereinzelt noch in diese hinein. Eine „*Dorsoplanus*-Zone" ist nicht vorhanden.

Eine weitere Gliederung des oberen Muschelkalks nach Ceratiten ist bei uns nach dem jetzigen Stande unserer Erfahrungen nicht möglich. Wären die Aufschlüsse besser und besonders in vertikaler Richtung ausgedehnter, so würde sich wahrscheinlich das Herrschen — schwerlich das exklusive Vorkommen — noch anderer Formen für gewisse Horizonte feststellen lassen. Dafür spricht, daß die zerstreuten kleinen, im oberen Muschelkalk über

dem Trochitenkalk angelegten Steinbrüche gewöhnlich durch das häufigere Vorkommen der einen oder anderen Form ausgezeichnet sind.

Nach E. Fraas und Philippi nimmt im nördlichen Württemberg, in Franken und am Meißner in Hessen *C. dorsoplanus* ein tieferes Niveau ein als *C. semipartitus.* Noch tiefer soll *C. intermedius* sein Lager haben. Auch Koken hatte bereits 1900 für die Gegend von Kochendorf angegeben, daß zu oberst der schmalrückige Typus des *C. semipartitus* von Lunéville liegt, „unten die dickere Form mit plumpen Rippen auf der Wohnkammer, für welche Philippi (nach mündlicher Mitteilung) einen neuen Namen aufstellt". Mag diese tiefer liegende Form nun Philippi's *C. dorsoplanus* oder *intermedius* sein [1], jedenfalls soll *C. semipartitus* ein höheres Lager dicht unter dem Keuper einnehmen.

Eine besondere Häufigkeit des *C. semipartitus* in höheren Schichten hat sich bei uns nirgends gezeigt. Die Entwicklung des obersten Muschelkalks bei Lunéville ist der unsrigen offenbar ganz gleich. Große Scheiben von *C. semipartitus* und *C. intermedius α* von dort, die in der Straßburger städtischen Sammlung liegen, zeigen, untereinander und mit unseren Stücken verglichen, gleiche Gesteinsbeschaffenheit. Es ist mir höchst unwahrscheinlich, daß *C. semipartitus* bei Lunéville ein besonderes höheres Lager einnimmt, da ich bei Falkenberg die Hälfte einer großen Scheibe dieser Form in einem kleinen Steinbruch sammelte, der die untere Terebratelbank und nur wenige Kalk- und Mergelbänke unter und über derselben aufgeschlossen zeigte [2].

Koken gab einmal an, daß er bei Hagenbach nahe Kochendorf in den „Blaukalken" mit den dicken Formen des *C. semipartitus* einen sehr gut erhaltenen breitrückigen, mit starken Stachelknoten besetzten *C. nodosus* gefunden habe [3].

Stettner trennte in seinen Beiträgen zur Kenntnis des oberen Muschelkalks in einem Profil von Thalheim Horizonte des *C. intermedius,* des *C. dorsoplanus* und des *C. semipartitus* in aufsteigender Reihenfolge. Aus der Hauptterebratelschicht an der Basis seines

---

[1] Nach der Beschreibung sollte man an *C. intermedius α* denken. Ich sammelte denselben auf der Halde des Steinbruches am Winterberg bei Wimpfen und sah ihn bei Jagstfeld, doch scheint er im ganzen am unteren Neckar seltener als bei uns. Auffallend ist seine geringe Vertretung in der schönen Sammlung von Ceratiten des Stuttgarter Naturalienkabinetts. Gerade von dieser Form findet man oft nur die mit Schlamm erfüllten Wohnkammern, die des Mitnehmens nicht wert erscheinen, die Luftkammern sind meist verdrückt.

[2] Die französische geologische Literatur enthält keine näheren Angaben über das Lager der Ceratiten des obersten Muschelkalks Lothringens.

[3] van Werveke gibt aus der Gegend von Saargemünd das Zusammenvorkommen von *C. semipartitus* und *C. nodosus* an. Da keine Belegstücke vorliegen, kann ich nicht feststellen, um welche Formen von *C. semipartitus* und *C. nodosus* es sich handelt.

Dorsoplanus-Horizonts führt er aber *C. nodosus, C. intermedius* und *C. dorsoplanus* nebeneinander auf. Wenn man nun auch aus der bloßen Anführung dieser Namen nicht ersehen kann, ob es sich um *C. nodosus* typ. und um welche Formen von *C. dorsoplanus* und *intermedius* es sich handelt, so erscheint das doch zweifellos, daß verschiedene „Zonenceratiten" im oberen Muschelkalk des nördlichen Württemberg nebeneinander vorkommen.

Herrn Dr. G. Wagner, der den oberen Muschelkalk Frankens sehr sorgfältig untersucht hat, verdanke ich die briefliche Mitteilung, daß „zwischen den Terebratelbänken *C. dorsoplanus* herrscht, *C. semipartitus* zwar gegen ihn zurücktritt, aber durchaus nicht selten ist".

Also in Franken ist *C. semipartitus* nicht auf den nach ihm benannten Horizont beschränkt, sondern ist bereits in dem *Dorsoplanus*-Horizont „nicht selten".

Alle Vergleiche der Entwicklung des oberen Muschelkalks in verschiedenen Gebieten werden durch den außerordentlichen, besonders über dem eigentlichen *Nodosus*-Kalk eintretenden Fazieswechsel erschwert. Selbst in eng umgrenzten Gebieten gehen die Ansichten über die Parallelisierung der Horizonte auseinander, wie die neuere Literatur über den obersten Muschelkalk des nördlichen Württemberg zeigt. Vergleicht man unsere Grenzbildungen zwischen Muschelkalk und Keuper mit den nächstliegenden der rechten Rheinseite im nördlichen Baden, so fällt vor allem in letzteren das Auftreten an Ostracoden reicher Tone und Kalke auf, die sich bisher bei uns nicht nachweisen ließen. Sehr charakteristisch sind dieselben in der Gegend von Sinsheim entwickelt, wo ich sie 1881 nachwies und als Bairdienkalk, Glaukonitkalk, in den obersten Muschelkalk stellte. Thürach hat später genaue Profile derselben veröffentlicht. Ausgezeichnete Aufschlüsse liegen in diesen Bairdienschichten in der Gegend von Wimpfen, Jagstfeld und Kochendorf. Wir verdanken besonders Koken und Stettner Beschreibungen derselben. Gerade von dort werden nun die Bairdien führenden Kalke, Mergel und Letten als Lager des *C. semipartitus* mit Ausschluß des *C. dorsoplanus* angegeben.

Unter den Bairdienschichten liegt im nördlichen Baden und Württemberg ein Terebratelhorizont, in welchem man oft eine obere und untere[1] Terebratelbank unterscheiden kann. Daß dieser Terebratelhorizont (Horizont des *C. dorsoplanus* Stettner's) unseren Terebratelschichten entspricht, ist wohl nicht zweifelhaft. Während nun aber über unseren Terebratelschichten in der dolomitischen Region nur einige wenige Exemplare von Ceratiten gefunden sind, ist in den

[1] Die an der Grenze von unteren und oberen *Nodosus*-Schichten liegende *Cycloides*-Bank, die auf der linken Rheinseite fehlt, als untere Terebratelbank zu bezeichnen, wie Engel in seinem unlängst erschienenen geologischen Exkursionsführer durch Württemberg vorschlägt, kann leicht irreführen.

über der oberen Terebratelbank folgenden Schichten der Gegend von Kochendorf *C. semipartitus*, und zwar nach den Angaben württembergischer Geologen mit Ausschluß des *C. dorsoplanus*, sehr häufig.

Entweder sind also die Bairdienschichten eine lokale rechtsrheinische Bildung, welche uns fehlt, oder sie werden bei uns durch dolomitische Schichten vertreten. Ich halte letzteres für wahrscheinlich, besonders weil Gesteine unserer dolomitischen Region, die Schumacher als Flaserkalke beschrieb, eine außerordentliche Ähnlichkeit mit gewissen Lagen der Bairdienkalke besitzen.

Eine Vertretung der kalkigen und tonigen Schichten des obersten Muschelkalks des nördlichsten Württemberg durch dolomitische Bildungen weiter im Süden, z. B. in der Gegend von Nagold, nahm M. Schmidt an. Einem Brief des Herrn Dr. Wagner vom 24. Juni d. J. entnehme ich den Satz: „Die Äquivalente von Glaukonitkalk und Bairdienton werden wohl in Ihren unteren dolomitischen Schichten zu suchen sein.“ Hochmündige Ceratiten sind, wenn auch als große Seltenheit, in der württembergischen dolomitischen Region wie in der unsrigen gefunden worden. Eine Zuteilung der letzteren zum Muschelkalk erscheint daher natürlicher als ein Anschluß an die Lettenkohle. Erkennt man die Äquivalenz von Bairdienschichten und dolomitischer Region an, dann muß letztere selbstverständlich als oberster Muschelkalk angesehen werden. Auf die Frage, ob nicht auch die untersten Schichten der Lettenkohle noch durch Dolomite vertreten werden können, soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden.

Daß Ceratiten in manchen Gebieten, wie am unteren Neckar, noch günstige Lebensbedingungen fanden zu einer Zeit, in der sie aus anderen Gebieten bereits verschwunden waren, ist sehr wohl möglich. Kennen wir doch einen echten Ceratiten noch aus dem Grenzdolomit, und dieser *C. Schmidi* von Sülzenbrück wird wohl nicht allein gelebt haben! Daß ich einen, leider nur im Durchschnitt erhaltenen, Ceratiten [1] im Grenzdolomit von Iphofen in Franken fand, habe ich früher mitgeteilt.

Ob sich die Angabe Philippi's bestätigt, daß *C. semipartitus* bei Bransrode am Meißner ein höheres Lager einnimmt als *C. dorsoplanus*, ist vielleicht in der Mascke'schen Sammlung in Göttingen zu entscheiden, in welcher sich nach dem neuesten Geologenkalender über 6000 Ceratiten der germanischen Trias „mit genauer Horizontangabe“ befinden!

Ich habe auf den vorigen Seiten noch nicht des Ceratitenvorkommens gedacht, welches ich Mitte der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts in einem eigentümlichen, rot gefleckten, grauvioletten, steinmergelartigen Gestein weit im Nordwesten am Lopert bei Ettelbrück in Luxemburg entdeckte. Ich fand anfangs nur

[1] Daß es sich um einen Ceratiten, nicht um einen anderen Ammoniten handelt, ist eine, allerdings wahrscheinliche, Annahme.

eine Wohnkammer. Auf einer gemeinsamen Exkursion mit den Herren Wepfer und Kessler im Jahre 1910 wurde die Ceratitenbank auch auf der dem Lopert gegenüberliegenden Höhe, dem Kochert, und hier reich an Ceratiten von leider schlechter Erhaltung, aufgefunden. Soweit eine Bestimmung möglich ist, handelt es sich eher um eine dem *C. nodosus* typ. nahestehende Form als um *C. compressus.* Bald über der Ceratitenbank folgen versteinerungsreiche Äquivalente der dolomitischen Region. Ob man rote Sandsteine der dortigen Gegend mit vereinzelten Terebrateln als Vertreter der Terebratelregion Lothringens ansehen darf, ist nicht sicher. Die hochmündigen Ceratiten fehlen.

Unsere Sammlungen besitzen keinen Ceratiten aus dem Oberelsaß. Es liegen in der Literatur nur spärliche Angaben über Funde von solchen in diesem Gebiete vor. Es war mir daher von großem Interesse während der Korrektur dieser Mitteilung durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Emile de Bary in Gebweiler Kenntnis von einigen in seiner schönen Sammlung befindlichen Ceratiten aus der Gegend von Gebweiler und Belfort zu erhalten. Ein Stück von Jungholz bei Sulz (Ob.-Els.), in einem Trochitenkalkbruch gesammelt, ist ein *C. evolutus* Phil. Ein anderes von Chalonvillars ist ein typischer *C. compressus* Phil. Leitende Formen der *Compressus*-Schichten kommen also, wenn auch sehr selten, bis an den Südrand der Vogesen vor. Vertreter der Gruppe des *C. nodosus* und hochmündige Ceratiten sind bisher nicht südlicher als Malsheim bekannt geworden.

Die pleistocäne Fauna des Somlyóhegy bei Püspökfürdö im Komitat Bihar (Ungarn).

Von Dr. **Th. Kormos**, Budapest.

Südwestlich von Püspökfürdö bei Nagyvárad erhebt sich eine 343 m hohe, aus Kalkstein der unteren Kreide bestehende Anhöhe. An der gegen Betfia liegenden südwestlichen Lehne dieses Berges (Somlyóhegy), nahe der Spitze befinden sich Kalksteinbrüche, in welchen durch die Abbauarbeiten schon früher eine nahezu senkrecht nach unten gerichtete Höhlenmündung aufgedeckt wurde. Über der doppelten Mündung hat die Höhlung einstmals möglicherweise eine Fortsetzung besessen. In dieser Richtung stießen die Arbeiter bei Abbau des Kalksteines auf eine Höhlenausfüllung, welche zum Teil als unverwendbar auch nach vollendetem Abbau des Kalksteines liegen blieb.

Diese einstige Höhlenausfüllung besteht aus rotem Lehm (terra rossa), untermischt mit Kalksteingerölle, welch letzteres an den meisten Stellen breccienartig zusammengeballt ist. Die Lücken dieses Gebildes sind durch lockeren kalkigen Lehm ausgefüllt. Im roten Lehm und in der Breccia finden sich Überreste größerer

Tiere, in den engeren — durch grauen kalkigen Lehm ausgefüllten — Lücken hingegen meistens kleinere Knochen.

Ich besuchte diesen Abbau zum erstenmal im Jahre 1904, als mich die Ung. Geologische Gesellschaft mit der Erforschung der geologischen Vergangenheit der Thermalfauna von Püspökfürdö betraut hatte. Bei dieser Gelegenheit jedoch konnte ich dem Vorkommnis am Somlyó-Berg nicht genügende Beachtung schenken und erwähnte die während meines kurzen Aufenthalts gesammelten wenigen Knochen, unter welchen sich auch der Zahn eines Höhlenbären und eines Bibers befand, in meiner ausführlichen Abhandlung über Püspökfürdö [1] nur nebenbei.

Seither hatte ich stets die Absicht, diese Fundstätte nochmals aufzusuchen, doch war mir dies — wegen anderweitiger Inanspruchnahme — lange nicht möglich. Im Herbst des Jahres 1910 endlich, nach Beendigung der geologischen Reichsaufnahmen, bot sich mir die Gelegenheit, den Somlyó-Berg aufs neue zu besuchen. Diesmal konnte ich dem Sammeln drei Tage widmen, während welcher Zeit ich eine reichhaltige Fossiliensuite zusammenbrachte; diese möchte ich nun vereint mit den Ergebnissen der früheren Aufsammlung im folgenden kurz besprechen.

Die bei der ersten Gelegenheit gesammelten Gegenstände befinden sich im Besitz des paläontologischen Instituts der Universität zu Budapest, und ich bin meinem hochverehrten Meister, Herrn Dr. ANTON KOCH, Universitätsprofessor daselbst, zu besonderem Danke verpflichtet für die Liebenswürdigkeit, mit welcher er mir das gesamte Material dieser Aufsammlung behufs eingehenden Studiums zur Verfügung stellte.

In der am Somlyó-Berg bei Püspökfürdö entdeckten Fauna sind folgende Arten vertreten:

Säugetiere:

1. *Rhinolophus ferrum equinum* SCHREBER
2. *Sorex araneus* L.
3. „ *alpinus* SCHINZ
4. *Neomys fissidens* (PET.)
5. *Talpa europaea* L.
6. *Ursus arctos* L.
7. „ *spelaeus* ROSENM.
8. *Meles taxus* BODDAERT
9. *Putorius (Arctogale) erminеus* L.
10. *Canis familiaris palustris* RÜTIM.
11. *Vulpes vulpes* L.
12. *Felis catus* L.
13. *Castor fiber* L.
14. *Myoxus glis* L.
15. *Muscardinus avellanarius* L.
16. *Mus sylvaticus* L.
17. „ *musculus* L.
18. *Cricetus cricetus* L.
19. *Cricetulus phaeus* PALLAS
20. *Evotomys hercynicus* MEHLIS
21. *Arvicola terrestris* (L.) SAVI.
22. *Ochotona* (sp.?)
23. *Lepus europaeus* PALLAS
24. *Megaceros giganteus* BLUMENBACH.

[1] Über den Ursprung der Thermenfauna von Püspökfürdö. Földt. Közl. 35. 1905. p. 421—450.

Außerdem sind zwei Fledermäuse und eine Spitzmaus-Art noch nicht bestimmt.

Vögel[1]:

1. ? *Linaria* sp. (1 Metacarpus).
2. *Turdus iliacus* L. (1 Ulna, 1 Tarsometatarsus).
3. „ *musicus* L. (1 Humerus-Bruchstück).
4. *Merula merula* (L.) (1 Tarsometatarsus, 1 Humerus).
5. *Tetrao urogallus* L. ♀ (1 Wirbel).

Reptilien:

1. *Anguis fragilis* L.
2. Ein unbestimmbares Schlangenkieferfragment.

Amphibien:

1. *Rana Méhelyi* Bolkay.

Schnecken:

1. *Patula (Discus) rotundata* Müll.
2. *Helicodonta (Gonostoma) diodonta* Mühlf.
3. *Tachea vindobonensis* Fér.
4. *Chondrula tridens* Müll.
5. *Torquilla variabilis* Drap.
6. *Clausilia (Idyla) rugicollis* Rossm.

Erwägt man die Bedeutung dieser interessanten Fauna, so fällt vor allem auf, daß der größte Teil der angeführten Säugetierarten (17) in Ungarn auch heute noch lebt. Das gleiche ist der Fall mit sämtlichen Vögeln, den Reptilien und den Schnecken mit Ausnahme einer einzigen (*Torquilla variabilis* Drap.), welche in der heutigen Molluskenfauna Ungarns fremd ist. Von den Säugetieren, welche heutzutage in unserem Vaterlande nicht mehr leben, sind drei (*Neomys fissidens*, *Ursus spelaeus*, *Megaceros giganteus*) bereits vor der geologischen Gegenwart (Holocän) ausgestorben, während zwei (*Castor fiber*, *Canis familiaris palustris*) noch in historischer Zeit hier lebten. Zwei Arten endlich (*Cricetulus phaeus*, *Ochotona* sp.), welche in der Sammlung nur durch je ein Stück (1 Kieferfragment und 1 Zahn) vertreten sind, leben heute nur im südöstlichen Teile Rußlands und in Asien.

Rana Méhelyi, als Vertreter der Amphibien, welcher durch Bolkay letzthin aus der Fauna des Puskaporos bei Hámor beschrieben wurde[2] und welcher außerdem auch aus den Höhlen von Oruzsin und Novi zutage gelangte, scheint in unserer Fauna heute ebenfalls nicht mehr lebend vorzukommen.

[1] Die Bestimmung der Vögelknochen verdanke ich Herrn W. Čapek in Oslavan (Mähren).

[2] J. de Bolkay, On the pleistocenic predecessor of *Rana fusca* Rös. Mitteilungen aus dem Jahrb. d. Kgl. Ung. Geolog. Reichsanst. **19**. H. 3.

Die interessanteste der ausgestorbenen Arten ist das aus dem Pliocän stammende *Neomys fissidens*, welches durch Salomon Petényi in der Mitte des vorigen Jahrhunderts in Beremend (Kom. Baranya) entdeckt wurde. Diese Art habe ich jüngst in einer präglazialen Knochenbreccie bei Csarnóta im Komitat Baranya ebenfalls aufgefunden. Sonderbarerweise gelangte *N. fissidens* aus dem Somlyó-Berg bei Püspökfürdö auch zutage, und zwar in der Zahl von 3 vollständig intakten und 3 defekten Unterkiefern. Diese Unterkiefer sind etwas kleiner als diejenigen aus Baranya, und da die Fauna von Beremend und Csarnóta bedeutend älter ist als diejenige vom Somlyó-Berg, so sind offenbar die Exemplare aus dem Bihar als den veränderten Verhältnissen gemäß umgewandelte, in Rückbildung und Aussterben begriffene pliocäne Relikten zu betrachten. Mit dieser Frage habe ich mich in einer meiner letzten Abhandlungen eingehender befaßt [1], so daß ich mich an dieser Stelle auf die Feststellung der Tatsache beschränken kann, daß sich sogar unter den hochentwickelten Säugetieren solche Arten finden, welche als Überreste längst vergangener Zeiten in der veränderten Tierwelt einen fremdartigen Platz einnehmen und mit welchen man in jedem einzelnen Falle besonders zu rechnen hat. Unter den übrigen ausgestorbenen Arten bietet noch die Anwesenheit von *Canis familiaris palustris* Rütim., dessen Bestimmung ich Herrn Oberrealschuldirektor Karl Maška (in Telč) verdanke, Interesse. Diese Hundeart, von welcher ich am Somlyó-Berg einen oberen Reißzahn und ein Zehenglied fand, ist meistens in der Fauna der Pfahlbauten zu finden und deshalb kommt sein Auftreten im Pleistocän etwas unerwartet.

Die übrigen, spärlich vertretenen Überreste, welche sich auf ausgestorbene Arten beziehen, sagen nicht viel. Interesse besitzt höchstens der Umstand, daß der braune Bär auch hier in Gesellschaft mit dem Höhlenbären auftritt.

Der Biber, von welchem ich insgesamt einen Zahn gelegentlich der ersten Exkursion fand [2], hauste im Pleistocän sicherlich in den Abflüssen der Quellen des Püspökfürdö und gelangte möglicherweise als Beute der Raubtiere auf den Berg hinauf. Die in der Fauna vertretenen zwei orientalischen Arten (*Ochotona* sp., *Cricetulus phaeus*) sind wahrscheinlich Relikten der postglazialen Steppenzeit in der Umgebung des Püspökfürdö. Bezüglich des einen (*Cricetulus*) kann diese Auffassung jedenfalls bestehen, von dem andern (*Ochotona*) jedoch läßt sich, da ich insgesamt einen Zahn fand, nicht feststellen, ob man es mit *O. pusillus* oder aber mit *O. hyperboreus* zu tun hat. Im ersteren Falle könnte von einem Steppen-, im anderen von einem Tundrareliktum die Rede sein.

[1] *Canis* (*Cerdocyon*) *Petényii* n. sp. és egyéb érdekes leletek Baranya megyéből Földt. int. évk. XIX köt. 4. füzet. 2 táblával. (In deutscher Sprache noch nicht erschienen.)

[2] S. l. c. Taf. II, Fig. 8a—8b.

Diese Überreste sind jedoch so verschwindend im Vergleich zu den massenhaft vorkommenden Knochen der noch heute hier lebenden Tiere, daß sie bei einer Würdigung des Charakters der Fauna nicht in Betracht kommen.

Mit Rücksicht hierauf, sowie auf den Umstand, daß die Fauna im überwiegenden Teile einen entschieden sylvatischen Charakter aufweist, läßt sich der Zeitpunkt dieses Fundes mit größter Wahrscheinlichkeit in das Ende der Pleistocänperiode verlegen. Diese Zeit fällt bereits mit der „Eichhorn-Zeit" Nehring's zusammen, also mit dem Auftreten der postglazialen Waldungen.

Versuche über Umkristallisation von Gesteinen im festen Zustande.

Von **F. Loewinson-Lessing** in St. Petersburg.

Mit 7 Textfiguren.

Zweck meiner hier beschriebenen Versuche war, auf experimentellem Wege festzustellen, in welchem Maße die Vorstellungen über Umkristallisation von Gesteinen im festen Zustande sich bestätigen. Umkristallisation im festen Zustand spielt bekanntlich eine bedeutende Rolle in der jetzigen Auffassung der Genesis der kristallinen Schiefer und der Kontakthornfelse; es erschien deswegen interessant, diese Vorstellung experimentell zu prüfen. Aus der Voraussetzung ausgehend, daß es, um handgreifliche Resultate zu erreichen, eines lange dauernden, im Laboratorium kaum erreichbaren Glühens von Gesteinen bedarf, stellte ich mir die Aufgabe, diese Experimente auf einem Hüttenwerk auszuführen, was mir auch dank der Liebenswürdigkeit von Herrn Nagorow, Leiter der Eisengießerei auf den Eisenwerken von Kolpino bei Petersburg gelang.

Die Versuche wurden bereits im Sommer 1909 begonnen; leider gingen viele Handstücke durch Schmelzen verloren und ungeschmolzen blieben nur zwei Handstücke von Pyroxenit und ein Handstück von Dunit, die von Ende April 1910 bis Ende Dezember 1910 im Mauerwerk eines Martinofens bei einer Temperatur von etwa 1200—1300^0 ohne Zutritt der Ofengase erhitzt wurden.

Die Handstücke blieben ungeschmolzen. Der Pyroxenit ist freilich porös und brüchig geworden, doch sprachen schon makroskopisch die glänzenden Spaltungsflächen dafür, daß wir ein grobkristallines Gestein vor uns haben, was der mikroskopische Befund bestätigt: wir haben vor uns ein grobkristallines, aus zitronengelbem monoklinem Pyroxen bestehendes Gestein, dunkle unregelmäßige Flecken von Eisenoxyd liegen teilweise zwischen den Pyroxenkörnern, teilweise sind die letzteren von diesen Flecken

durchspickt. Der Olivin, der in geringer Menge im ursprünglichen Pyroxenit vorhanden war, ist verschwunden und damit könnte vielleicht die entstandene Porosität in Zusammenhang gebracht werden.

Bedeutend interessanter und überzeugender ist das Dunithandstück. Wie die Photographien beweisen, ist hier keine Spur von Schmelzung zu sehen; die scharfen Kanten, die angeschliffene

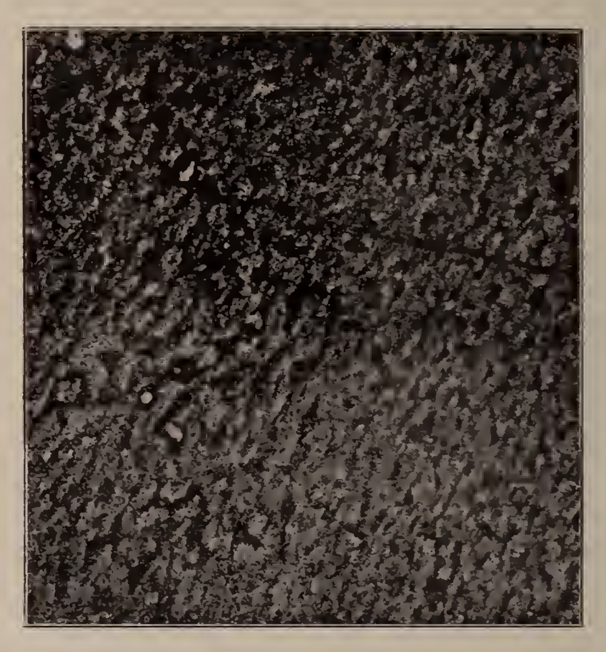


Fig. 1. Pegmatitartige Durchdringung des Pyroxens im geglühten Pyroxenit durch schwarze Eisenoxydausteilungen.

Fläche, die Bruchfläche, Überreste der Verwitterungsrinde und die deutlich hervortretenden Chromeisensteinkristalle — alles spricht dafür, daß der Stein seine ursprüngliche Form behalten hat — und doch hat er dabei eine tiefgehende Umkristallisation erfahren, die u. d. M. sofort deutlich zum Vorschein tritt. Der ursprüngliche Dunit (vom Denęshkin Kamen im nördl. Ural) zeigt das gewöhnliche Bild des uralischen Dunits: Gruppenweise (entsprechend den einzelnen Kristallen) angeordnete, teils eckige, teils gerundete Körner von farblosem Olivin, zwischen denen sich schmale, stellenweise zu breiten Flächen sich ausdehnende Schnüre von hellgrünem Serpentin schlängeln. In dem geglühten Dunit fällt es vor allem auf, daß der Serpentin, wie es auch zu erwarten war, verschwunden ist; statt dessen haben sich gruppenweise an-

geordnete Körner farbloser Kristalle mit schwachen Interferenzfarben und verhältnismäßig schwacher Doppelbrechung, mit deutlicher Spaltung und gerader Auslöschung gegen die Spaltungsrisse gebildet. Es spricht alles dies dafür, daß wir einen rhombischen Pyroxen vor uns haben, was späterhin genauer geprüft werden soll. Vorläufig wurden nur approximativ die Brechungsexponenten



Fig. 2 u. 3. Makroskopisches Bild des umkristallisierten Dunits.

vermittelst der Becke'schen Linie und einiger Flüssigkeiten mit großem Brechungsindex bestimmt. Die Brechungsindices des neuen Bestandteils liegen zwischen demjenigen von α-Monobromnaphthalin 1,648 und eines Gemenges von α-Monobromnaphthalin und Jodmethylen 1,680; das spricht ebenfalls für einen rhombischen Pyroxen, da Enstatit (und Bronzit) folgende Brechungsindices haben: 1,660, 1,665, 1,670.

Neben dem rhombischen Pyroxen, aber in viel geringerer Menge, finden sich breite Tafeln mit polysynthetischer Zwillingslamellierung und schiefer Auslöschung gegen die Trace der Zwillingsebene; der Auslöschungswinkel ist aber kleiner als beim Augit, nämlich ca. 25°. Diese Tafeln erinnern wohl an WAHL's Enstatitaugite (Klinoenstatit), die oft in polysynthetischen Tafeln erscheinen; WAHL erwähnt ebenfalls, daß eine Zwillingslamellierung auch bei künstlich erhaltenen Pyroxenen beobachtet wird.

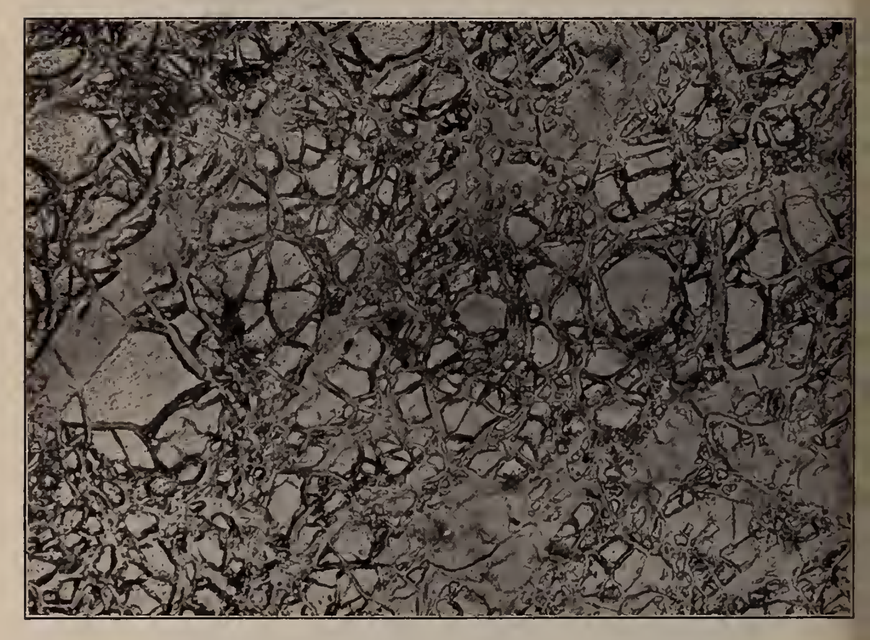


Fig. 4. Dünnschliff des Dunits vor dem Glühen.

Der größte Teil des Dünnschliffes besteht aus Olivinkörnern; diese Körner unterscheiden sich aber von den ursprünglichen durch eine Reihe von Merkmalen: die Körner sind jetzt enger gruppiert, nicht wie im Dunit durch Serpentinstränge voneinander getrennt; die Ränder der Körner sind nicht rundlich oder geradlinig, wie sie ursprünglich waren, sondern mehr oder weniger zackig, etwa wie die zackigen Körner der Kontakthornfelse oder der granoblastischen kristallinen Schiefer; schließlich sind die Olivinkörner, besonders im zentralen Teil eines jeden Korns, überfüllt von schwarzen Körnern, wahrscheinlich Eisenoxyd.

Die Struktur des Gesteins hat auch noch insofern eine Änderung erlitten, als die Pyroxenkörner nicht gleichmäßig durch das ganze Gestein verteilt sind, wie die Serpentinstreifen im normalen

Dunit, sondern meist zu mehr oder weniger selbständigen Aggregaten gruppiert, die mit großen, ausschließlich aus Olivinkörnern bestehenden Partien abwechseln; stellenweise sieht man freilich auch schmale Streifen von Pyroxenkörnern zwischen den Olivinkörnern wie die ursprünglichen Serpentinstreifen.

In der chemischen Zusammensetzung des Gesteins sind zwei Änderungen zu verzeichnen: 1. Das Wasser hat sich ausgeschieden (und entsprechend ist der Prozentgehalt an den anderen Bestandteilen gestiegen), 2. das Eisenoxydul ist fast gänzlich in Eisenoxyd übergegangen.



Fig. 5. Dünnschliff des Dunits nach dem Glühen.

Der Dunit vom Deneshkin Kamen im Ural:		Der geglühte und umkristallisierte Dunit[1]:	
SiO^2	38,72 %	SiO^2	40,11 %
Al^2O^3	2,55 „	Al^2O^3 (+ Cr^2O^3)	3,16 „
Fe^2O^3	4,50 „	Fe^2O^3	10.89 „
FeO	3,76 „	FeO	0,60 „
MgO	41,36 „	MgO	44,27 „
Na^2O	0,57 „	H^2O	—
H^2O	7,70 „		99,03 %
	99,16 %		

[1] Diese Analyse wurde von Herrn Stud. N. Morosow ausgeführt.

Es spricht der oben geschilderte Befund mit Bestimmtheit dafür, daß in dem betreffenden Gestein eine recht bedeutende Umkristallisation im festen Zustande vor sich gegangen ist: der

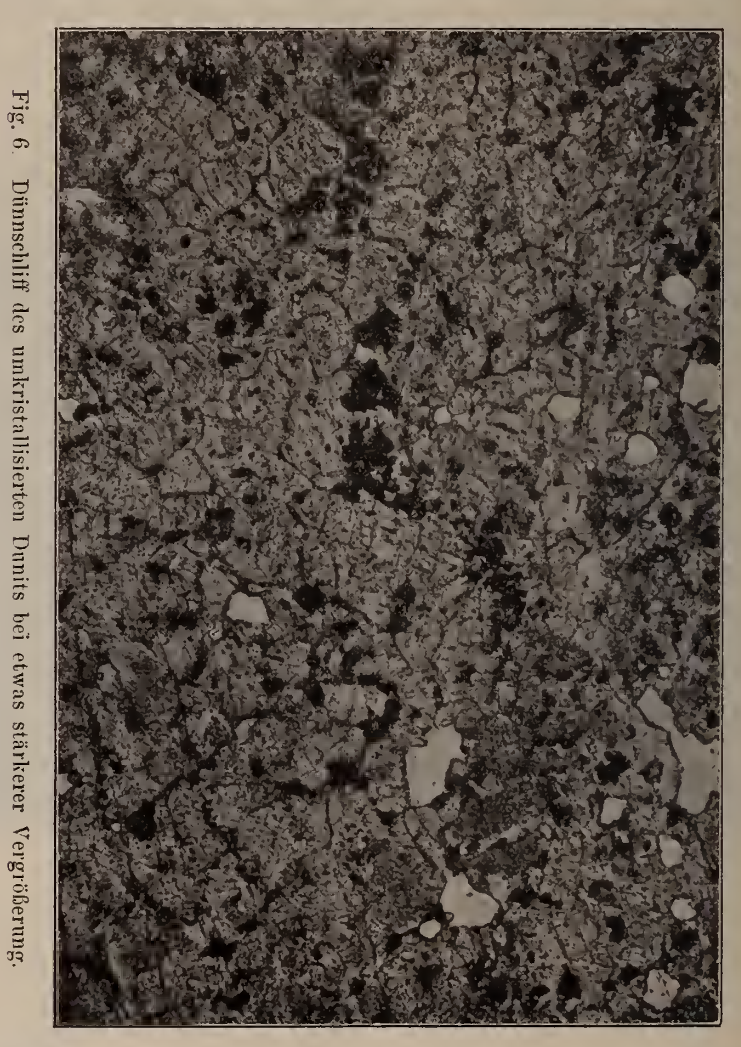


Fig. 6. Dünnschliff des umkristallisierten Dunits bei etwas stärkerer Vergrößerung.

Serpentin ist in rhombischen Pyroxen und Olivin, der sich wohl mit dem ursprünglichen Olivin vereint hat, zerfallen; der Olivin hat eine Umlagerung erlitten; es ist monokliner Pyroxen entstanden, das Eisen hat sich oxydiert und ist in den Olivin hineindiffundiert.

Diese Versuche scheinen also zu beweisen, daß auch im festen Zustand eine Umkristallisation und z. T. auch eine Änderung der mineralogischen Zusammensetzung bei Gesteinen vor sich gehen

kann, und auf diese Weise erlangen die diesbezüglichen modernen Anschauungen über die Genesis der kristallinen Schiefer und der Kontakthornfelse eine experimentelle Bestätigung. In Kürze hoffe



Fig. 7. Dünnschliff des umkristallisierten Dunits bei etwas stärkerer Vergrößerung. Links die neugebildeten polysynthetischen Pyroxenzwillinge zu sehen.

ich noch weitere Mitteilungen über meine diesbezüglichen Experimente machen zu können.

Anläßlich der jetzt herrschenden Anschauung, daß es im festen Zustand umkristallisierte Gesteine gibt, möchte ich folgende Gruppierung der Gesteine vorschlagen. Die Eruptivgesteine umfassen zwei Typen: 1. Eumagmatische oder einfach magmatische Gesteine, solche, die ihre Struktur durch direktes Kri-

stallisieren aus dem Schmelzfluß erlangt haben; das ist die Mehrzahl der Eruptivgesteine; 2. paramagmatische Gesteine. solche, die im festen Zustand umkristallisiert worden sind; hierher gehören die aus Eruptivgesteinen entstandenen kristallinen Schiefer und wohl manche Tiefengesteine. Die kristallinen sedimentären Gesteine würden in drei Gruppen zerfallen: 1. protokristalline oder schlechtweg kristalline Gesteine, solche, die direkt aus Lösungen auskristallisiert sind (Steinsalz, Gips u. dergl.); 2. parakristalline, im festen Zustand aus sedimentärem Material umkristallisiert (aus Sedimenten entstandene kristalline Schiefer und Kontakthornfelse); 3. metakristalline Gesteine, auf hydrochemischem Wege umkristallisiert, z. B. Marmor, kristalliner Dolomit u. dergl.

St. Petersburg, Polytechnisches Institut, Mai 1911.

Neue Instrumente.

Ein Instrumentarium zur Untersuchung und Demonstration von Mineralien auf Empfindlichkeit gegen elektrische Schwingungen.

Von Dr. **G. Seibt**, Ingenieur, Berlin-Schöneberg, Hauptstr. 9.

Mit 13 Textfiguren.

(Schluß.)

Um eine rhythmische Folge von Schwingungszügen zu erhalten, wird bei unserem Instrumentarium der Schalter *U* durch einen elektromagnetischen Selbstunterbrecher *S* ersetzt (Fig. 4). Ferner ist ein Regulierwiderstand *R* vorgesehen, der entsprechend der Abnutzung der Elemente mehr oder weniger eingeschaltet wird. Der kleine Widerstand *r*, der parallel zu den Magnetwindungen liegt, hat den Zweck, den Öffnungsfunken an der Unterbrechungsstelle zu unterdrücken. Er ist notwendig, weil bei Funkenbildung die Stromunterbrechung nicht plötzlich genug geschieht und die schnellen elektrischen Schwingungen sich dann nicht frei entwickeln können.

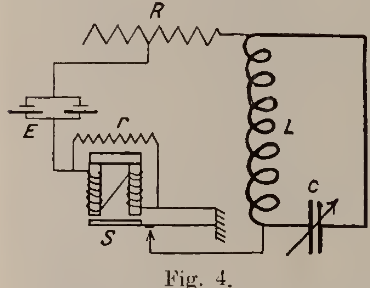


Fig. 4.
Schaltungsschema des Senders.

Fig. 5 zeigt die Formgebung und den Zusammenbau der einzelnen Teile des Senders. Wie man erkennt, sind sämtliche Apparate auf einem Grundbrett fest montiert. Durch Umlegen des vorn in der Mitte sichtbaren Schalters nach links wird der Gleichstrom geschlossen und der Selbstunterbrecher in Betrieb gesetzt. Die in der linken hinteren Ecke hervorragende Selbstinduktions-

spule ist mit einer Hartgummileiste versehen, in die Stöpselbuchsen eingelassen sind. Sie sind mit den hinter ihnen liegenden Drahtwindungen verlötet, so daß einzelne Windungsgruppen aus dem Hochfrequenzkreise ausgeschaltet werden können. Auf diese Weise wird eine stufenweise Änderung der Schwingungsdauer ermöglicht. Die gleichmäßige Veränderung der Schwingungszahl bezw. Wellenlänge erfolgt mittels eines Drehkondensators von besonders einfacher Bauart. Er ist unmittelbar vor der Selbstinduktionsspule angeordnet. Seine wesentlichen Bestandteile sind

zwei planparallele Platten, von denen die eine festliegt und die andere durch Drehen eines Hartgummiknopfes der ersteren genähert und entfernt werden kann,

ein Nußbaumkästchen, in dessen Innerem sich die Platten befinden,

eine auf dem Deckel befestigte Kreisteilung von 0 bis 360° und einem Zeiger, der über diese Skala streicht und durch seine Stellung die Größe des Plattenabstandes bezw. der Kapazität des Kondensators angibt.

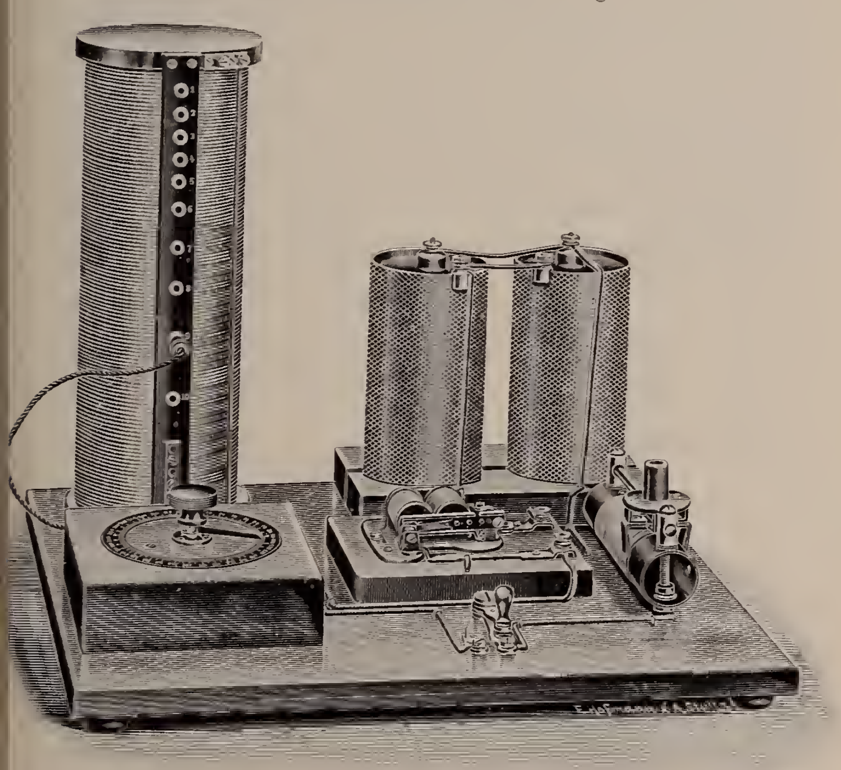


Fig. 5. Der Sender.

Bei der Wahl des Selbstunterbrechers wurde darauf geachtet, daß der bewegliche Teil leicht angeht und nachreguliert werden kann, wenn die Elemente abgenutzt sind. Um den Verbrauch möglichst lange hinauszuschieben, werden zwei Elemente parallel geschaltet. Man schont die Elemente, wenn man von dem Schiebewiderstand, der zur Regulierung der Stromstärke dient, stets einen möglichst großen Teil eingeschaltet läßt.

Der Unterbrecher öffnet und schließt den Strom etwa 20mal in der Sekunde. In dem Telephon des Empfängers vernimmt man unter diesen Umständen ein rasselndes Geräusch. Auf Wunsch wird er durch eine Spezialkonstruktion ersetzt, bei der das schwingende Organ von einem Stahlblatt gebildet wird, das mehrere hundert Schwingungen pro Sekunde ausführt. Hierdurch wird erreicht, daß im Fernhörer ein musikalischer Ton entsteht, in ähnlicher Weise wie bei dem bekannten System für drahtlose Telegraphie mittels sogenannter tönender Funken.

Der Empfänger.

Die Basis des Empfängers bildet wieder ein aus einem gleichmäßig veränderlichen Kondensator C und einer stufenweise regulierbaren Selbstinduktionsspule L bestehender, geschlossener Schwingungskreis. In der Fig. 6 wird er durch die stark ausgezeichneten Linien dargestellt. An ihn schließt sich eine Anzahl von Nebenkreisen, Apparaten und Schaltorganen an. Die Entwicklung der Versuchsanordnung möge, um die Darstellung übersichtlich zu halten, schrittweise erläutert werden, indem für die hinzukommenden Teile stets ein besonderes, der endgültigen Ausführung näher kommendes Schaltungsschema gebracht wird.

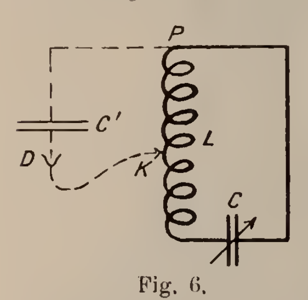


Fig. 6.

Zunächst sei noch einmal auf Fig. 6 verwiesen. Der schwach und gestrichelt gezeichnete Stromweg $K\,D\,C'\,P$, der den Detektor D enthält, bildet einen Nebenschluß zu dem Spulenstück PK. Es fließt daher nur ein Teil des Stromes J des geschlossenen Schwingungskreises durch den Detektor D, und zwar ist dieser Teilstrom um so geringer, je näher der Kontakt K an P liegt. Diese Verlegung des Detektors in einen Nebenschluß ist notwendig, weil der Hauptkreis bei direkter Einschaltung des Detektors derartig stark gedämpft werden würde, daß Resonanzeffekte nicht zustande kommen. Es gibt eine günstigste Stellung des Kontaktes K, bei der die Lautstärke ein Optimum wird. Das Zustandekommen desselben erklärt sich dadurch, daß einerseits bei zu großer Annäherung des Kontaktes K an P dem Detektor sehr wenig Energie zugeführt wird, anderseits bei zu

großer Entfernung der Detektor von einem sehr starken Teilstrome durchflossen wird, wodurch die Dämpfung der gesamten Anordnung unzulässig groß wird. Zwischen beiden Extremen gibt es eine Mittelstellung des Kontaktes *K*, bei dem die Energieaufnahme des Detektors ein Maximum wird.

Fig. 7 stellt eine weitere Stufe in der Entwicklung der Schaltung dar. Parallel zu dem Kondensator C' ist ein

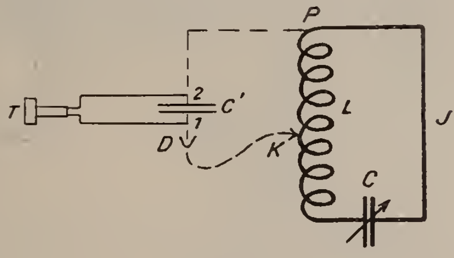


Fig. 7.

Telephon *T* gelegt worden. Es ist nunmehr ein neuer Stromweg zu unterscheiden, in dem die Gleichstromimpulse fließen. Der Kreis *K D 1 T 2 P K* stellt ihren Lauf dar.

Der Kondensator C' hat eine doppelte Aufgabe zu erfüllen. Die hochfrequenten Schwingungen, die den Detektor erregen, läßt er nahezu ungehindert passieren und bewirkt dadurch, daß sie die zahlreichen Windungen des Telephons nicht zu durchfließen brauchen, wo sie nutzlos gedämpft werden würden; für die Gleichstromimpulse dagegen verhält er sich praktisch wie ein unendlich hoher Widerstand und zwingt sie, ihren Weg durch das Telephon zu nehmen.

Um das Telephon *T* durch ein Galvanometer *G* ersetzen zu können, ist, wie Fig. 8 zeigt, ein doppelpoliger Umschalter U_1

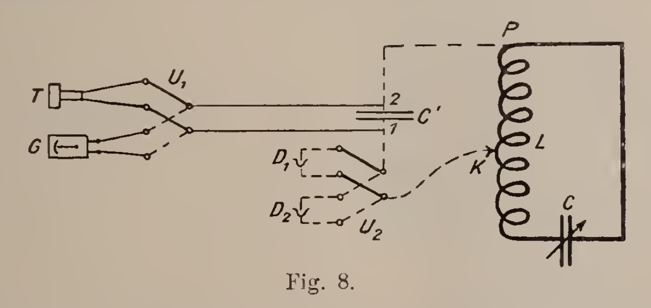


Fig. 8.

vorgesehen. Ein zweiter, gleichartiger Umschalter U_2 gestattet den zu untersuchenden Detektor D_1 gegen einen anderen D_2 auszutauschen.

Fig. 9 stellt den Fall dar, daß der Detektor durch eine Gleichstromspannung E gereizt wird. Da indessen im allgemeinen die volle Spannung eines Elementes zu hoch ist, wird gemäß Fig. 10 das Element durch einen Widerstand W, der einen

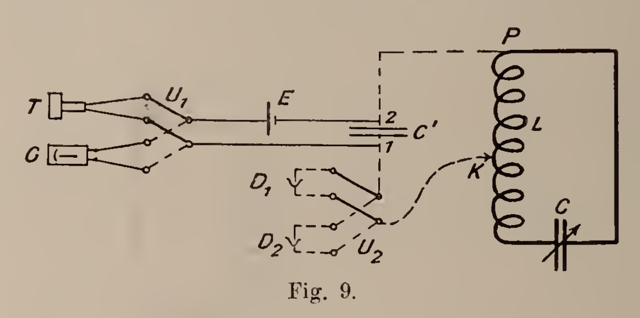


Fig. 9.

Gleitkontakt g trägt, geschlossen, so daß jede gewünschte Teilspannung verfügbar wird. Das so entstehende Potentiometer wird durch den Polwechsler U_3 und den Ausschalter A vervoll-

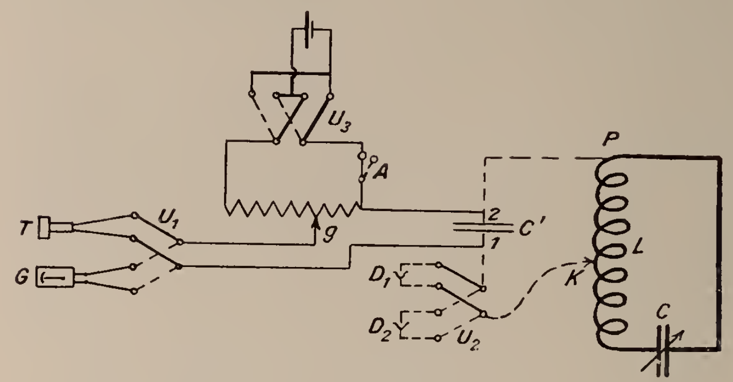


Fig. 10. Vollständiges Schaltungsschema des Empfängers.

ständigt. Der Polwechsler ist vorgesehen, weil bisweilen die Polarität der an den Detektor gelegten Gleichstromspannung von Bedeutung ist.

In welcher Weise die einzelnen Empfangsapparate zusammengebaut sind, zeigt Fig. 11.

Die Selbstinduktionsspule L und der Kondensator C sind von derselben Bauart wie die des Senders. Man erhält daher Resonanz, wenn die Gradstellungen des Kondensators und die Zahl der eingeschalteten Windungen der Spule einander gleich sind.

Links von der Selbstinduktionsspule liegt der Blockierungskondensator C', daneben das Element, unmittelbar vor dem letzteren der Potentiometerwiderstand W, rechts davon das Galvano-

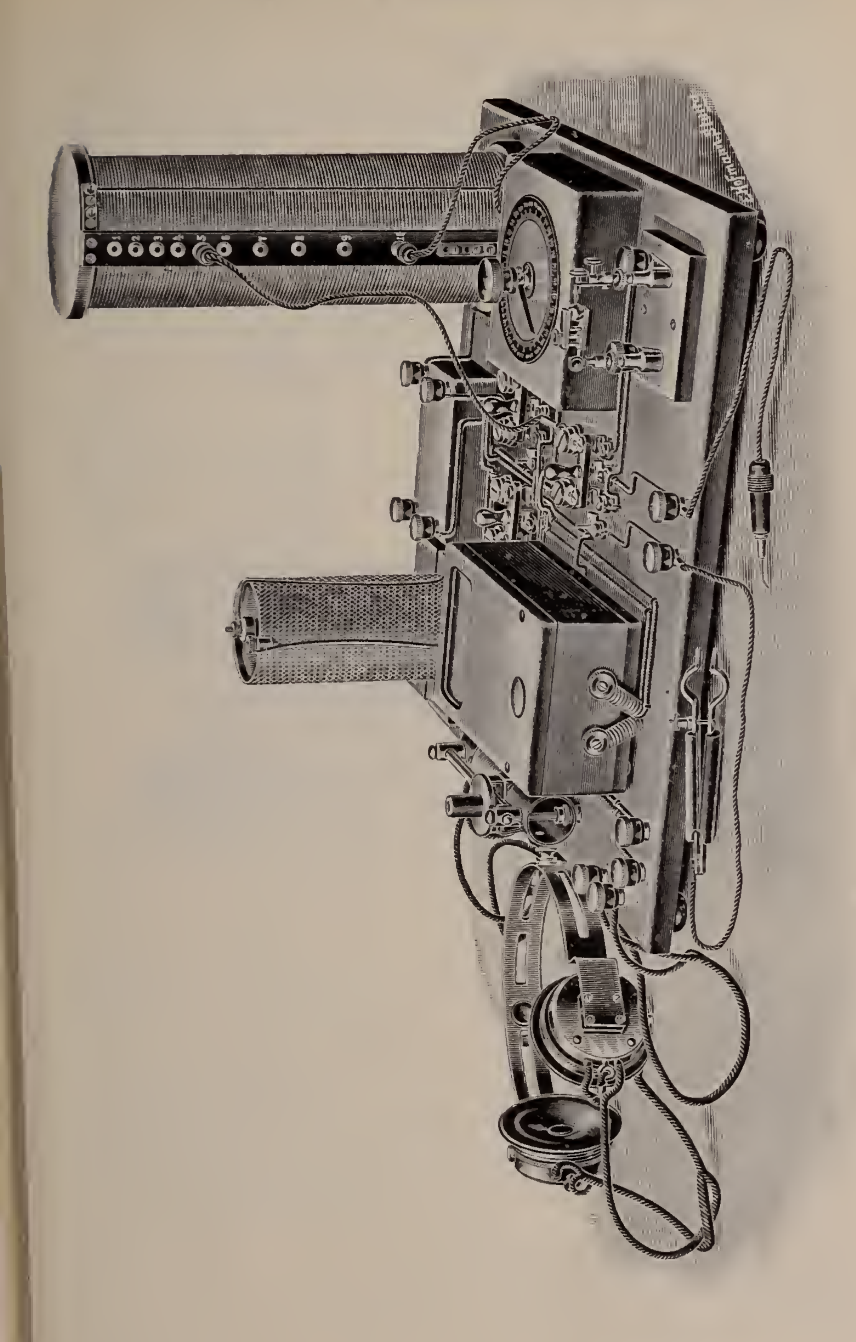


Fig. 11. Der Empfänger.

meter G; in dem übrigbleibenden freien Raum liegen die beiden Umschalter U_1, U_2, der Polwender U_3 und der Ausschalter A.

In der rechten vorderen Ecke erkennt man ein metallenes Stativ von eigenartiger Bauart und vor dem Grundbrett eine Pinzette nebst einem Metallstift, der in einen Hartgummigriff eingelassen ist.

Dieses Stativ und die Pinzette sind in Fig. 12 und 13 noch einmal dargestellt.

Wer sich der Durchforschung der Mineralien auf Wellenempfindlichkeit widmet, wird den Wunsch haben, zunächst einmal durch einen raschen, orientierenden Versuch feststellen zu können, ob ein Mineral überhaupt wellenempfindlich ist. Wenn dies der Fall ist, wird er eine nähere, sorgsamere Prüfung nach der quantitativen Richtung hin folgen lassen.

Die Pinzette und der Metallstift gestatten nun eine sehr schnelle Erledigung der Voruntersuchung. Kleinere Kristalle nimmt man zwischen die scharf zulaufenden Spitzen, größere Stücke

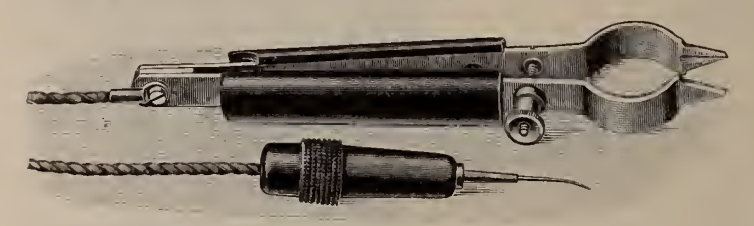


Fig. 12. Pinzette und Stift für die Voruntersuchung.

zwischen den dahinter liegenden ausgebuchteten Hals der Pinzette und betupft sie ringsherum mit dem Metallstift. Will man die Untersuchung etwas länger ausdehnen, so klemmt man die Pinzette mittels der hinter dem Hals liegenden Schraube fest.

Man hüte sich hierbei, die nicht isolierten Teile der Pinzette oder des Stiftes zu berühren, da dadurch der Körper des Experimentators mit dem Schwingungskreise verbunden wird, wodurch die elektrischen Vorgänge in den Hochfrequenzkreisen in schwer kontrollierbarer Weise abgeändert werden.

Für die Konstruktion des Stativs waren die beiden Gesichtspunkte maßgebend, den Berührungsdruck sehr fein einstellen zu können und zweitens eine Beweglichkeit der Arme nach allen Richtungen zu erhalten, damit jede beliebige Stelle des eingespannten Minerals mit dem Stift zur Berührung gebracht werden kann.

In Fig. 13 bedeutet m das zu untersuchende Mineral, b b sind Backen, zwischen denen es eingeklemmt wird, ss Führungsstifte dieser Backen. Die Backen mit dem Mineral lassen sich nach Lösung der Schraube r_1 sowohl drehen als auch horizontal und parallel zur Bildebene hin und her schieben. Die Verstellung der

Höhe erfolgt nach Lockerung der Kordelschraube K_1, durch Senken oder Heben des zylindrischen Teils t in dem eine Bohrung enthaltenden Ständer S. Gleichzeitig ist es möglich, den zylindrischen Teil t in dem Loch des Ständers zu drehen.

Der dem Mineral gegenüberstehende Metallstift T kann durch Drehung horizontal verstellt werden. Die Feineinstellung des Berührungsdruckes erfolgt durch Drehen der Kordelschraube K_2

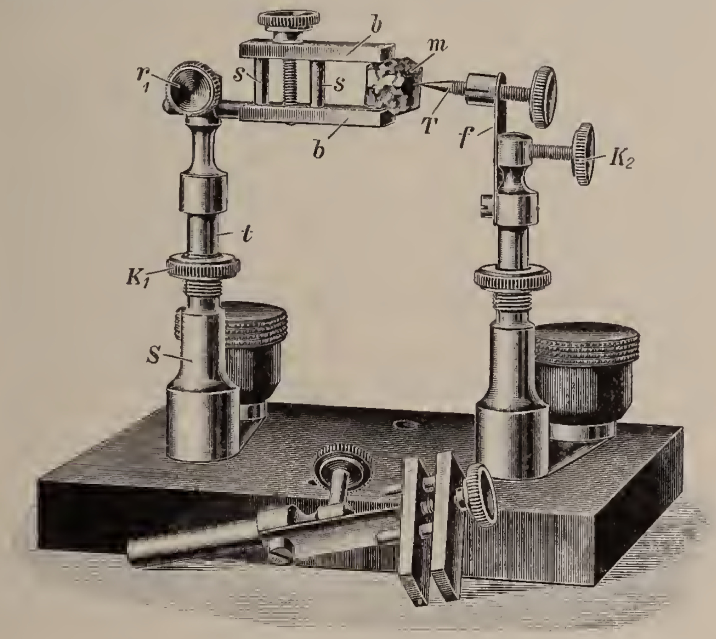


Fig. 13. Stativ zum Einspannen der Mineralien.

wodurch die Feder f mehr oder weniger gespannt wird. Die Höhenlage des Stiftes kann in derselben Weise eingestellt werden wie die des Minerals.

Unter Umständen ist es erwünscht, zwei Mineralien zur Berührung zu bringen. In solchem Falle wird der Stift mitsamt seinem Träger aus der Bohrung des Ständers entfernt und durch eine Einrichtung ersetzt, welche gleichfalls Klemmbacken zur Aufnahme eines Minerals und eine Feder zur Regulierung des Druckes besitzt. In der Fig. 13 ist die Einrichtung vorn unten erkennbar.

Besondere Bemerkungen.

Um die Orientierung über den Stromverlauf zu erleichtern, sind für die einzelnen Stromwege Drähte mit verschiedenfarbiger Isolation gewählt worden, und zwar sind die Drähte

des Hauptschwingungskreises . grün,
des Detektorkreises . . . . . rot,
der Gleichstromkreise . . . . grau.

Ferner sind an den Schaltern und Widerständen kleine Schildchen mit zweckdienlichen Aufschriften angebracht worden. Z. B. weisen an dem Umschalter U_1 zwei Schildchen mit den Bezeichnungen „Telephon“ und „Galvanometer“ darauf hin, daß bei Linksstellung des Schalters das Telephon und bei Rechtsstellung das Galvanometer eingeschaltet ist.

Die Selbstinduktionsspulen des Hauptschwingungskreises werden in zwei Ausführungsformen geliefert. Die einfachere Konstruktion enthält gewöhnlichen Volldraht mit doppelter Baumwollumspinnung. Auf Wunsch wird indessen die Wickelung aus Litzendraht hergestellt, der aus einer großen Zahl miteinander verseilter und durch eine feine Lackschicht isolierter Einzeldrähte besteht. Durch diese Unterteilung wird das in der Hochfrequenz gefürchtete Zusammendrängen der Stromlinien (Skineffekt) und die damit verbundene beträchtliche Widerstandsvermehrung verhütet. Wenngleich auch bei Volldraht die Resonanzerscheinungen mit durchaus befriedigender Deutlichkeit beobachtet werden können, so gewinnen sie natürlich durch Verwendung des Litzendrahtes noch an Schärfe.

Die Wellenlängen der von dem Sender erzeugten Schwingungen liegen in demselben Bereich wie die der drahtlosen Telegraphie. Bei voll eingeschalteter Selbstinduktion und der Maximalstellung des Kondensators ist die Wellenlänge etwa gleich 1200 m, bei der Minimalstellung ungefähr 360 m. Durch Ausschaltung von Windungen kann die Wellenlänge bis auf 80 m erniedrigt werden. Es empfiehlt sich, bei den Versuchen in der Gegend der längeren Wellen zu bleiben, da dann die Resonanzerscheinungen deutlicher hervortreten. Auf Wunsch wird der Sender an einigen Stellen genau auf Wellenlängen geeicht.

Hinsichtlich der Fernhörer ist zu bemerken, daß es sich empfiehlt, die Windungszahl der Magnetwickelung zu erhöhen, und zwar derart, daß der Widerstand etwa 1000—2000 Ohm beträgt. Man erzielt dadurch eine größere Lautstärke gegenüber den üblichen Telephonen mit 200 Ohm.

Das Instrumentarium ist durch fünf D.R.G.M. gesetzlich geschützt.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 13. Juni 1911 unter dem Vorsitz von Professor W. J. Lewis, F. R. S.

G. S. Blake: Über Zirkelit von Ceylon. Fünf Analysen von Bruchstücken, die nach ihren spezifischen Gewichten, zwischen 5,2 und 4,4 zusammengestellt waren, zeigten bemerkenswerte Verschiedenheiten in der Zusammensetzung. Die dichtesten enthielten etwa 20 % Thorerde und wenig Uran, die leichtesten 14 % U_3O_8 und wenig Thorium. Die genaue Formel ist noch nicht festgestellt. Einige wenige Kristalle, teils einfache, teils Zwillinge, waren ebenfalls vorhanden; sie gehören anscheinend dem hexagonalen System an ($0001 : 10\bar{1}1 = 53^{\circ} 22'$) und zwar mit den Formen c (0001), r ($10\bar{1}1$), s ($20\bar{2}1$), l ($11\bar{2}2$), e ($20\bar{2}3$); r ist Zwillingsfläche. Dickere Schichten sind opak, dünne Splitter sind durchsichtig und isotrop.

Rev. Mark Fletcher: Bemerkungen über einige künstliche Gipskristalle. Die in einer Kondensationsblase einer Destillation in Burton-on-Trent entstandenen Kristalle sind nach (101) verzwillingt und zeigen die Formen: (100), (110), (230) und (111).

L. J. Spencer: Die größeren Diamanten von Südafrika. Redner gibt historische Notizen über die „Excelsior“, „Jubilee“ und „Imperial“ genannten Diamanten und stellt die Gewichte der rohen und geschliffenen Steine in Karat und Gramm, sowie die Gewichte der beim Schleifen erhaltenen Brillanten, verglichen mit den Rohgewichten in Prozenten, tabellarisch zusammen.

F. H. Butler: Breccienbildung in Mineralgängen. In Gangbreccien, die durch Zertrümmerung in situ (Reibungsbreccie) entstanden sind, ist der Ersatz des anstehenden Gesteins eine charakteristische Erscheinung. Wo grobe Bruchstücke in einer zertrümmerten Gangspalte auf Erosion deuten, kann man auf die Wegschaffung der feinen Gesteinsbruchstücke schließen. Eckige, nicht erodierte und durch inkrustierendes Material vollkommen isolierte Fragmente deuten durch ihre Form und Lage auf ihre frühere Existenz als einzelne Masse hin. Der ruhige Transport solcher Fragmente in Ganghöhlungen hinein nach der Wiederverbindung, und ebenso die Bänderung, mit begleitender Stauchung von benachbarten weichen, anstehenden Gesteinen durch die Verkittungsmasse, kann man dem hydrostatischen Druck und den lösenden und mineralisierenden Eigenschaften des Wassers zuschreiben, welches diese Substanz lieferte. Die groben Bestand-

teile der Breccie können in situ zertrümmert, oder von den Spaltflächen durch Gebirgsbewegung losgerissen, oder durch Wasserdruck und Lösung davon losgelöst sein.

Arthur Russel: Prehnit aus dem Lizard-Bezirk. Zwei verschiedene Typen von Kristallen, tafelige und säulige, wurden von ihm kürzlich auf Hornblendeschiefer bei Parc Bean Cove, Mullion, Cornwall gefunden, die ersteren mit den Formen: (001), (302), (061), die anderen mit (100), (001), (110), (061) und dem seltenen Doma (301).

Besprechungen.

Mineralogisches Taschenbuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Mit 2 Porträts. Redigiert von A. R. v. Loehr unter Mitwirkung von F. Becke, R. Koechlin und O. Rotky. Wien 1911. 192 p.

Die Wiener Mineralogische Gesellschaft hat ein sehr zweckmäßiges Taschenbuch herausgegeben, dessen praktische Angaben jedem Mineralogen willkommen sein werden, wenn es auch in erster Linie für Wiener Verhältnisse berechnet ist. Es wurde bei seiner Herstellung angestrebt: Eine Übersicht des Stands der Mineralkunde in Wien zu geben, ein Bindeglied zu sein zwischen Wissenschaft und Praxis, zwischen dem Gelehrten und dem Sammler, ein sichtbares Zeichen jenes fruchtbaren Ideenkreises, der zur Entstehung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft geführt hat. Das Buch enthält: Eine tabellarische Übersicht und Namensverzeichnis der Mineralien, die internationalen Atomgewichte, Bestimmungstabellen für Edel- und Schmucksteine, nach dem spezifischen Gewicht geordnet, alte Zeichen, Strichprobe für Gold und Silber, Angaben über die Radioaktivität der Mineralien, ein Verzeichnis der österreichischen Bergbaue auf Erze, Graphit, Asphalt, Erdwachs und Steinsalz, ihre Besitzer und Verwalter, der Mineralogischen Vereine, der öffentlichen und privaten Mineraliensammlungen in Wien, eine Adressenliste mineralkundiger Führer, Sammler etc. und verkäuflicher Sammlungen, endlich werden empfehlenswerte Bezugsquellen mitgeteilt. Die beiden Porträts sind die von G. v. Tschermak und des Kommerzialrat J. Weinberger. Die Ausstattung des Buches ist gut, das Format einem Taschenbuch entsprechend klein.

Max Bauer.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber einen Fund von Dattelquarzit im Böhmischen Pfahle.

Eine vorläufige Mitteilung von **R. Sokol** in Pilsen.

Mit 1 Textfigur.

Zurzeit erfreuen sich der besten Anerkennung zwei genetische Anschauungen über den Böhmerwald, den alten Rest der vorvaristischen Oberflächengestaltung Deutschlands. Die alte GÜMBEL'sche wird von mehreren Forschern, besonders REINISCH[1], aufrecht gehalten und in dem Sinne formuliert, daß eine bis 20 km mächtige, im W. gehobene Mischzone von eruptivem und sedimentärem Material vorliegt, die konkordant den unteren Gneisen granitischer Natur auflagert, und daß überall granitische Intrusivlager, Gänge und stockförmige Durchbrüche jüngerer Granite zu beobachten sind. Demgegenüber sieht die WEINSCHENK'sche[2] Auffassung hier nur eine relativ dünne, aber in enge Faltungen zusammengedrückte und durch Granit injizierte sedimentäre Schicht.

Beide Anschauungen erkennen im Böhmerwalde die Anwesenheit von sedimentärem Material an. Doch werden zurzeit nur mikroskopische, an $Al_2 O_3$ reiche und dadurch des sedimentogenen Ursprungs verdächtige Bestandteile (Andalusit, Disthen, Sillimanit, Staurolith, Sprödglimmer etc.) beobachtet. Ähnliche Bedeutung wurde den Kalklagern und teilweise auch den Graphitlagern beigemessen. Geröllführende Schichten wurden (besonders im nördlichen Böhmerwalde) noch nicht gefunden, soviel es mir wenigstens bekannt ist.

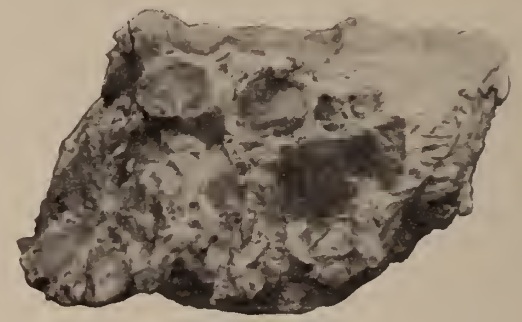
Auch über den Ursprung des Böhmischen Pfahles, der zwischen der Gneiszone und der östlich davon gelegenen Amphibolitgabbrozone in Böhmen fortschreitet, sind die Ansichten der Forscher nicht einig. F. E. SUESS[3] teilt den LEHMANN'schen (für den Bayrischen Pfahl entwickelten) dynamischen Standpunkt, wonach die gleitende Verschiebung zweier Gebirgsschollen eine Gesteinszone schieferte, in derselben stoffliche Umsetzungen (*Lateralsekretion des Quarzes*) hervorrief und so jene bunte Reihe von Pfahlschiefern schuf, deren Struktur und angebliche Schichtung eine in allen Teilen übereinstimmende werden mußte. Demgegenüber sieht

[1] Dr. R. REINISCH: Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910. p. 14.

[2] E. WEINSCHENK: Der Bayrische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. Sitz.-Ber. der math.-phys. Kl. d. k. bayer. Ak. d. Wiss. 1899. 29.

[3] F. E. SUESS: Bau und Bild der Böhmischen Masse. Wien und Leipzig 1903. p. 79 ff.

M. Weber[1] in den Pfahlschiefern des Bayrischen Pfahles Zermalmungsprodukte, die, soweit sie Sericitblättchen führen, aus aplitischen oder wenigstens biotitarmen Graniten, soweit sie aber einen größeren Reichtum an Biotit aufweisen, aus ehemaligen aplitisch injizierten tonerdereichen Sedimenten oder vielfach dioritischen Schiefern herrühren und den Quarzzug selbst leitet er von einer schmelzflüssigen Injektion längs einer großen Spalte her. Auf einen ähnlichen Standpunkt stellte sich der Autor[2], indem er die Menge des Quarzes im Böhmischen Pfahle durch hydrochemischen, posteruptiven, in größerer Tiefe vor sich gehenden Metamorphismus des zerstückelten Nachbargesteinsmaterials (durch thermale, aus der Tiefe steigende Wässer) zu erklären suchte.



$\frac{1}{2}$ wirklicher Größe.

Zur Festigung der zitierten Anschauungen von der sedimentogenen Natur der ursprünglichen Gesteine kann ein Fund von Dattelquarzit (siehe die beistehende Figur) dienen, den der Verfasser in dem nördlicheren von zweien Steinbrüchen auf „Dlažba“ zwischen Česká Kubice (Böhmisch-Kubitzen) und Pec (Hochofen) vorfand. In einer pelitischen, kieselreichen und mit Quarzadern durchdrungenen gelblichen Grundmasse liegt ein im Durchmesser 2 cm großes, aber auch größeres, gerundetes oder gepreßtes Quarzgerölle eingebettet, dessen Oberfläche sehr fein granuliert erscheint. Viele von diesen Steinchen sind mit einer fast scharfen Kante versehen, in welcher sich zwei gerundete Flächen schneiden. Andere zeigen sanft rinnenförmig vertiefte Eindrücke, was alles als Pressionsprodukt sich deuten läßt. Wo die Steinchen die Grundmasse berühren, ziehen sich dünne, bräunliche Konturen des Limonits. Hie

[1] Dr. M. Weber: Das geologische Profil Waldkirchen—Neureichenau—Haidmühl. Geogn. Jahreshefte 1909. Jahrg. XXII. p. 313 ff. Studien an den Pfahlschiefern. Ibid. 1910. Jahrg. XXIII. p. 1 ff.

[2] R. Sokol: Die Umgebung von Česká Kubice. Ein Beitrag zur Kenntnis des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges. Bulletin internat. de l'Acad. d. Sc. de Bohême. 1910. p. 6.

und da sind in der Grundmasse eckige, grünliche Fleckchen zu beobachten, die u. d. M. als feinkörniges Mosaik aus mikrolithischem Quarz, grünlichem Apatit, zersetztem Biotit und Chlorit sich zu erkennen geben. Sonst ist die Grundmasse aus großzelligem Gangquarz und Quarz-Mosaikbildungen zusammengesetzt.

Fast in der Mitte der linken Wand des abgebildeten Quarzites öffnet sich ein mit kleinen Quarzdrusen gezierter Hohlraum, der in der Größe und Form mit dem Quarzgerölle völlig übereinstimmt. Oben ist die Textur mehr schuppig und hie und da sieht man sogar psammitische und pelitische Lehmüberzüge auf den Quarzkristallen, welche die feinen Sprünge bekleiden.

Sonst habe ich beim Begehen des Böhmischen Pfahles von Furth i. W. bis Ronsperg ein ähnliches, abgerundetes Gerölle nirgends gefunden, auch im genannten Steinbruche kommt es nur vereinzelt vor. Es wird der Wert dieses Fundes damit vermindert, aber wenn man bedenkt, daß im Gebiete des Pfahles keine strenge Homogenität der Gesteine stattfindet, was auch M. Weber[1] im Bayrischen Pfahle erkannte, darf man nicht diesem Funde eine große Beweiskraft für die Genesis der Gesteine des Böhmischen Pfahles und des nördlichen Böhmerwaldes ableugnen. Ein Teil dieser Gesteine ist ganz gewiß sedimentär[2].

Ueber das Vorkommen des Tridymit in einigen Gesteinseinschlüssen der Laven des Aetnas.

Von **F. Stella-Starrabba** in Palermo.

Mit 1 Textfigur.

Während des letzten Ausbruches des Ätna, in den Monaten März und April 1910, sammelte ich in den Laven zahlreiche Gesteinseinschlüsse, mit deren Studium ich gegenwärtig beschäftigt bin. Meine Aufmerksamkeit wurde sofort von einem graulichweißen, porzellanähnlichen Gestein erregt, das ich in einem Block von schlackiger Lava eingeschlossen fand, welcher von einem der Krater ausgeworfen worden war, die eine stärkere explodierende Tätigkeit zeigten.

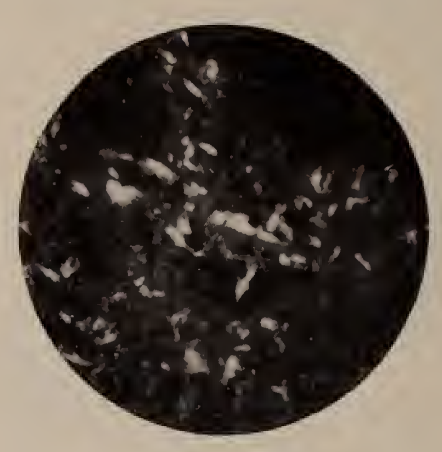
Der in Rede stehende Gesteinseinschluß besitzt muscheligen Bruch, ist an den Kanten durchscheinend und von zahlreichen kleinen Kanälen durchzogen, welche von schwarzem, blasigem Glas erfüllt sind, das von jenem der umhüllenden Lava vollkommen verschieden ist. Die weißlichen Teile des Einschlusses besitzen eine zwischen 6 und 7 schwankende Härte, sind vor dem Lötrohre unschmelzbar und bestehen, wie die mikroskopische Untersuchung lehrte, vorwiegend aus Tridymit, nebst Quarz und etwas Glas. Das

[1] l. c. p. 317.

[2] Eine Studie des Autors über den Böhmischen Pfahl von Furth i. W. bis Ronsperg wird in den Publikationen der böhmischen Kaiser-Franz-Josef-Akademie d. Wiss. erscheinen.

Pulver der reinsten Teile des Gesteinseinschlusses ist rein weiß und wird von Kalilauge nur langsam und unvollständig aufgelöst. Aus der Lösung erhält man durch Hinzufügung von Salzsäure eine reichliche Kieselgallerte. Wird das Pulver mit HF behandelt, so erkennt man nach dem Verjagen des Siliciums nur Spuren von Aluminium und Eisen.

Die Dünnschliffe zeigen, daß die helleren Teile des besprochenen Gesteinseinschlusses aus einem innigen Filz von durchsichtigen, farblosen Leistchen bestehen, welche sich als Tridymit erwiesen. Die Leisten, deren größten Dimensionen zwischen 0,1—0,2 mm



schwanken, stellen Schnitte dar, welche zu {0001}, nach welcher die Kristalle tafelförmig sind, senkrecht stehen, und zeigen die gewöhnlichen Eigenschaften des Minerals. Ziemlich häufig kommen die Zwillinge nach {10$\bar{1}$6} vor, welche die charakteristische keilähnliche Form der Schnitte erkennen lassen, wie es aus der beigegebenen Figur hervorgeht. Die Zwillinge sind nur unter den größeren Kristallen zu finden: einige von ihnen erreichen die außergewöhnliche Länge von 0,5 mm.

In dem Tridymitfilz bemerkt man einige Quarzkörner mit ganz unregelmäßigem Umriß: bald haben sie eine mehr oder minder abgerundete Form, bald sind sie dagegen nach einer Richtung verlängert und können dann selbst leistenförmig werden. Ihre optischen Eigenschaften sind die gewöhnlichen. Um die Quarzkörner sieht man oft einen Kranz von Tridymitmikrolithen, welche innig miteinander verwachsen und nach dem Äußern radial gestellt sind: sie erinnern auffallend an die sphäroidischen Tridymitaggregate, welche H. Rosenbusch[1] erwähnt. Der Tridymitkranz ist offenbar auf Kosten des Quarzes entstanden, und manchmal ist der Quarz vollständig in Tridymit umgewandelt, so daß der Kern aus einem Tridymitkorn besteht.

---

[1] Mikroskopische Physiographie. 1905. 1. II. Hälfte. p. 97.

Die Quarz- und Tridymitindividuen sind durch eine sehr kleine Glasmenge zementiert, welche nur ausnahmsweise in größeren Partien vorkommt. Dieses Glas entstand durch die gegenseitige Einwirkung des Siliciumdioxyds des Gesteinseinschlusses und des umhüllenden Magmas. U. d. M. ist es mit brauner Farbe durchsichtig: es enthält zahlreiche Körner einer undurchsichtigen Substanz, in deren Nähe das Glas tiefer gefärbt erscheint. In der Nähe der umhüllenden Lava wird das Glas reicher an Augit, welcher Körner oder sehr dünne, manchmal im Innern hohle Nadeln bildet.

Der beschriebene Gesteinseinschluß der Laven des Ätna zeigt merkwürdige Ähnlichkeiten mit den in den Andesiten von Santorin und Vulcano eingeschlossenen metamorphosierten Quarzgesteinen, welche Lacroix[1] beschrieb. In unserem Einschluß ist aber der Quarz nahezu vollständig in Tridymit umgewandelt und die Zwillinge sind nicht so häufig wie an dem von Lacroix beschriebenen Tridymit. Viel größer ist die Ähnlichkeit, welche unser Einschluß mit den Kieselgesteinen zeigt, die Lacroix[2] am Vesuv fand und die an einigen Stellen fast nur aus Tridymit bestehen.

Die Umwandlung des Quarzes in Tridymit im Gesteinseinschlusse des Ätna ist ausschließlich der thermischen Einwirkung der umhüllenden Laven zuzuschreiben, weil ich in den fremden Einschlüssen der Laven des Ätna nur selten und zweifelhaft Spuren von pneumatolytischen Erscheinungen bemerkt habe. Meine Beobachtungen stimmen mit denen von Lacroix überein, nach welchen der durch Schmelzen entstandene Tridymit gut begrenzte Individuen und häufig Zwillinge zeigt, während der pneumatolytische Tridymit die bekannte dachziegelartige Struktur bietet.

Der Tridymit war bis jetzt am Ätna nur in zweifelhafter Weise als Übergemengteil im Glas erkannt worden, welches aus dem partiellen Einschmelzen einiger Kieselgesteinseinschlüsse der Laven entstanden war: jener Tridymit sollte die dachziegelartige Struktur besitzen, was im Widerspruch mit seiner vermutlichen Entstehungsweise steht[3]. Das von mir beschriebene, größtenteils in Tridymit umgewandelte Gestein ist sehr wahrscheinlich ein Stück der Kieselsandsteine der Untereocäns, welche an der Bildung der Basis des Ätna teilnehmen[4]: an den westlichen Abhängen des Vulkans treten sie bei einer Seehöhe von etwa 1000 m in der Nähe von Maletto zutage.

---

[1] Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893. p. 115.

[2] Sur la tridymite du Vésuve et sur la genèse de ce minéral par fusion. Bull. Soc. franç. de Minér. **31**. p. 323. — F. Zambonini, Mineralogia Vesuviana. Napoli 1910.

[3] A. Lacroix, Les enclaves etc. p. 41.

[4] G. de Lorenzo, Le basi dei vulcani Vulture ed Etna. Mexico 1906.

Ueber einige Erzlagerstätten am Sichota-alin in Ost-Sibirien.

Von **Oskar Weigel** in Göttingen.

In den Jahren 1907—1910 weilte ich zur Erforschung und Aufschließung neuer Erzlagerstätten in dem östlichen Küstengebiete Ost-Sibiriens und lernte dort größere Teile sowohl des Ost- wie des West-Abhanges des Sichota-Gebirges kennen. Da die wissenschaftliche Bearbeitung des umfangreichen Materials wohl lange Zeit in Anspruch nehmen wird, hielt ich es für angebracht. schon jetzt eine kurze allgemein gehaltene Darstellung meiner Beobachtungen zu geben.

Meine Untersuchungen richteten sich hauptsächlich auf vier verschiedene Orte, von denen zwei am Ost- und zwei am West-Abhange des Sichota-alins liegen.

1. Das der Bergwerksgesellschaft „Tetiuhe“ gehörige Blei-Zinkerz-Bergwerk, nahe beim Flusse gleichen Namens gelegen, der etwa 40 km unterhalb der Grube, 235 Seemeilen nördlich Wladiwostok, in das japanische Meer mündet.

2. St. Olga-Bay, an der Küste des japanischen Meeres, etwa 250 km nördlich Wladiwostok, gelegen. Hier kamen drei räumlich weiter getrennte Punkte zur Untersuchung. Das an der Bucht selbst gelegene „Marmorkap“, der etwa 14 km landeinwärts am Flusse Awakumowka liegende „Weiße Berg“ und die noch unbenannten Berge an der Quelle des Koliwai-Flüßchens, 10—12 km von St. Olga.

3. Die Gegend zwischen der 19 km südlich von Chabarowsk liegenden Weiche „Krasnoje Retschka“ und der nächsten südlichen Bahnstation Korfowskaja.

4. Die Umgebung des Dorfes Bielzowa am Zusammenfluß der Ussuri-Quellflüsse Daobiche und Ulache.

Allen den genannten Punkten ist das Auftreten mesozoischer Kalke gemeinsam, die an den Orten 1, 3, 4 Fossilien führen, deren Untersuchung im hiesigen geologischen Institute erfolgt. Diese Kalke sind durchbrochen von andesitischen Gesteinen, die in Kuppen und Gängen von mehreren Metern bis wenigen Zentimetern Mächtigkeit auftreten. Kalke und Andesite wiederum sind umgeben oder überdeckt von jüngerem Granit, der eine weitgehende Kontaktmetamorphose ausgeübt hat. In der Nachbarschaft des Granits tritt häufig ein Quarzporphyr auf, der jünger als der Andesit ist und wohl einen Nachschub des Granits darstellt.

Der Andesit ist überall ein Erzbringer gewesen. In ihm treten fein verteilt oder auch, besonders nahe dem Kalk-Kontakte, zu reicheren Lagerstätten konzentriert Erze auf, die aus Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies, Fahlerz, Arsenkies u. a. m. sich zusammensetzen. Durch Verwitterung und besonders die postvulkanischen Exhalationen der späteren Eruptivgesteine ist

er meist stark zersetzt und hat dann eine Konzentration seines Metallgehaltes erfahren, die ihn lokal abbauwürdig macht. So finden sich in Tetiuhe in dem zu Tage streichenden Teile des Andesits kleinere äußerst reiche Anhäufungen von Rotkupfererz mit Kupfer-Carbonaten, gediegen Kupfer und Galmei, stets begleitet von viel Eisenoxyden. Zum größten Teile sind die aus der Zersetzung herrührenden Metall-Lösungen in das Nebengestein gewandert und haben dort metasomatische Lagerstätten von Galmei und Eisenerzen geschaffen.

In St. Olga und seiner Umgebung ist der Andesit ebenfalls der Träger von sulfidischen Erzen, die zu sekundärer Galmei- und Eisenerzbildung Veranlassung wurden. Dort ist aber infolge des unmittelbar neben dem Andesit auftretenden Granits eine regional- und kontakt-metamorphe Umbildung dieser Lagerstätten erfolgt, während in Tetiuhe der Granit von dem Erzvorkommen zu weit abliegt, um noch deutliche Kontaktwirkungen zu zeigen. In St. Olga ist der Kalk zu grobspätigem Marmor, teilweise auch zu Granatfels umgewandelt. Die metasomatischen Rot-Eisenerze, die aus dem Andesit stammen, sind zu Magneteisen geworden. Der ebenfalls der Kontaktwirkung ausgesetzte Galmei scheint keine wesentliche Änderung erlitten zu haben. Diese regional-metamorphen Lagerstätten sind nun wieder sekundär umgewandelt, wodurch ein scharfes Erkennen der einzelnen Phasen der Erzbildung sehr erschwert wird. Auch scheint noch eine Einwanderung von Magnetit vom Granit aus in die Kontaktzone stattgefunden zu haben.

Am Krasnoje Retschka treten unweit des Andesits in den nicht marmorisierten Kalken metasomatische Roteisenerze auf, die einen geringen Zinkgehalt aufweisen. Granit findet sich erst 8 km südlicher. Sulfidische Erzausscheidungen im Andesit konnten infolge fehlender Aufschlüsse nicht beobachtet werden.

Bei Bielzowa ist ebenfalls eine wenn auch unbedeutende Eisenerzführung des Kalkes festzustellen. Stark verwitterter Andesit wurde dicht am Kalk anstehend gefunden. Weitere Eruptivgesteine konnten in der Nähe des Kalkes nicht festgestellt werden, da die Kalkfelsen riffartig sich inmitten eines weiten Anschwemmungsgebietes erheben. Doch muß der Granit nicht fern sein, da der Kalk zu Marmor metamorphosiert ist. Am Abhange des Sichota-alins, etwa 5 km westlich, treten sowohl Granite wie Andesite in großer Menge auf.

Es hat den Anschein, als ob in Tetiuhe auch der Quarzporphyr zu einer Kontakt-Ausscheidung von sulfidischen Erzen geführt hat. Doch waren zu meiner Zeit die in Frage kommenden Stellen des Grubenfeldes infolge des nur auf Galmei gerichteten Abbaus nicht derart aufgeschlossen, daß ich sicher entscheiden könnte, ob unter der Decke der Porphyrtuffe, welche die Erze überdeckt, Andesit oder Quarzporphyr ansteht. Ich vermute, daß

auch diese von Tremolit und Quarz begleiteten Blei-Zink-Sulfide dem Andesit entstammen. Auf der sogenannten „Oberen Mine“ in Tetiuhe, die allein für mich der Gegenstand genauerer Untersuchungen war, habe ich nirgends anstehenden Quarzporphyr getroffen, sondern nur seine porösen Tuffe, die ausgezeichnete Aschenstruktur zeigen und viele fremde Einschlüsse enthalten. Anstehender Quarzporphyr kommt etwa 5 km südlich in den neueren Grubenfeldern bei „Garilli“ vor.

Außer diesen Eruptivgesteinen treten noch Schiefer, die bei Bielzowa Graphit führen, und Konglomerate auf, deren Alter erst nähere Untersuchungen festlegen können.

Die genauere Erforschung der geologischen Verhältnisse, der Bildung und Umbildung der genannten Erzlagerstätten soll der Gegenstand weiterer Arbeiten werden.

Göttingen, Mineralog. Institut 10. Juli 1911.

Ueber die mittlere spezifische Wärme einiger Silikate im kristallisierten und im amorphen Zustande zwischen 20° und 100°.

Von **Karl Schulz** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

I.

Die Zahl der Untersuchungen über die Werte der spezifischen Wärme, die dasselbe Silikat im kristallisierten und im amorphen Zustande unter gleichen Bedingungen des Druckes und der Temperatur aufweist, ist bisher sehr gering. A. Bogojawlenski[1] bestimmte die mittlere spezifische Wärme von kristallisiertem und amorphem Leucit, Eläolith und Mikroklin zwischen 100° und 20°, W. P. White[2] die mittlere und die wahre spezifische Wärme des Orthoklas und Orthoklasglas in den Intervallen 500° und 0°, 800° und 0° und 1100° und 0°. Derartige Untersuchungen verdienen ein besonderes Interesse wegen der Frage nach dem Vorzeichen der Differenz der mittleren spezifischen Wärmen, die derselbe Stoff im amorphen und im kristallisierten Zustande unter denselben Verhältnissen des Druckes und der Temperatur darbietet.

A. Bogojawlenski erhielt die nachstehenden Werte:

Mittlere spezifische Wärme zwischen 20° und 100°

	amorph	kristallisiert	Differenz
Leucit	0,175	0,178	— 0,003
Eläolith	0,192	0,184	+ 0,008
Mikroklin	0,185	0,197	— 0,012

[1] A. Bogojawlenski in G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903. p. 57.

[2] W. P. White, Americ. Journ. of Sc. 28. 334. 1909.

Mit Ausnahme des Eläolith ist also die mittlere spezifische Wärme dieser Silikatgläser kleiner als die der kristallisierten Silikate.

Die von A. Bogojawlenski für die mittlere spezifische Wärme des kristallisierten Mikroklin angegebene Zahl weicht, worauf bereits J. H. L. Vogt[1] aufmerksam machte, von den für kristallisierten Orthoklas durch andere Autoren in demselben Temperaturintervall ermittelten Werten stark ab. Es erhielten:

E. F. Neumann[2]	0,1861	Adular, St. Gotthard,
P. E. W. Öberg[3]	0,1877	„Orthoklas" Ytterby,
J. Joly[4]	0,1869	durchsichtiger Orthoklas,
	0,1890	undurchsichtiger Orthoklas,
R. Ulrich[5]	0,1941	Orthoklas.

Wegen der theoretisch gleichen Zusammensetzung von Orthoklas und Mikroklin erscheint es auffällig, daß A. Bogojawlenski für die mittlere spezifische Wärme des Mikroklin einen erheblich höheren Wert erhielt als alle anderen Autoren für Orthoklas. Hierzu kommt ferner, daß W. P. White in drei verschiedenen Temperaturbereichen die mittlere spezifische Wärme von Orthoklasglas stets höher fand als die von kristallisiertem Orthoklas. Seine Werte sind:

Mittlere spezifische Wärme von Orthoklas

Temp.-Bereich	amorph	kristallisiert
0°—500°	0,2291	0,2248
	0,2304	0,2246
0°—800°	0,2465	0,2401
	0,2473	0,2402
0°—1100°	0,2588	0,2505
	0,2591	0,2513

Beide Umstände fordern zu einer Nachprüfung der Resultate A. Bogojawlenski's auf. Ich habe versucht, die mittlere spezifische Wärme von Mikroklin dreier verschiedener Fundorte unter gleichen Bedingungen im kristallisierten und im amorphen Zustande zwischen 100° und 20° zu ermitteln, um das Vorzeichen der Differenz jener Werte festzustellen. Unter demselben Ge-

---

[1] J. H. L. Vogt, Silikatschmelzlösungen II. Math.-naturv. Kl. No. 1, 37. 1904. Videnskabs-Selskabets Skrifter. Kristiania.

[2] E. F. Neumann, Pogg. Ann. d. Phys. **23**. p. 1. 1831. Gesamm. Werke **2**. p. 1. 1906.

[3] P. E. W. Öberg, Ofv. Vet.-Akad. Stockholm No. **8**. p. 43. 1885. Referat: Zeitschr. f. Krist. **14**. p. 622. 1888.

[4] J. Joly, Proc. Roy. Soc. London. **41**. p. 250. 1887.

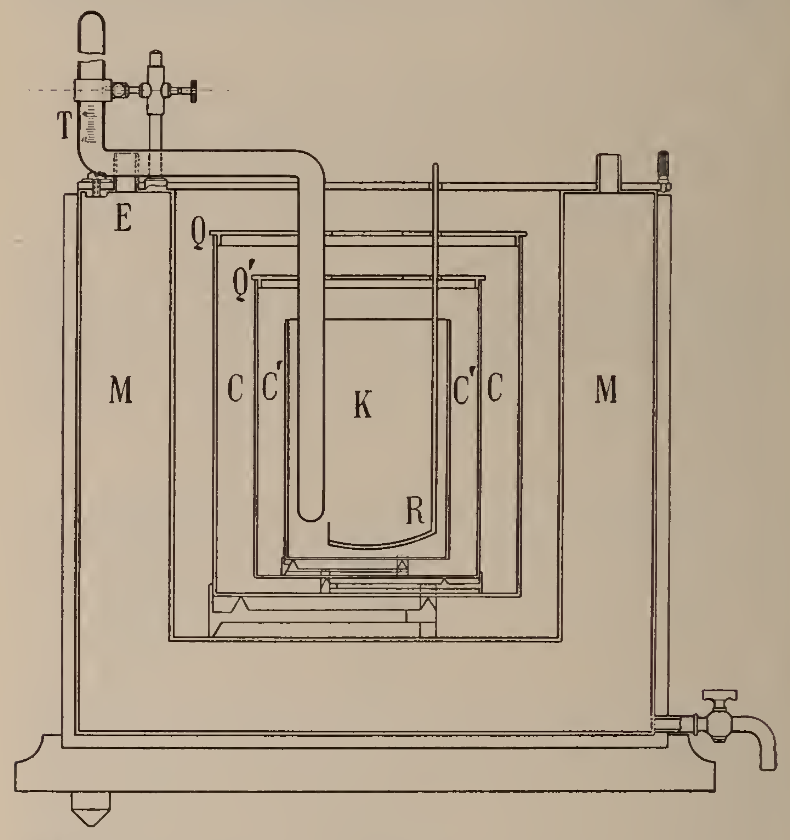
[5] R. Ulrich, Landolt-Börnstein. Phys. chem. Tab. 3. Aufl. 1905. p. 392.

sichtspunkt wurden untersucht Adular, Spodumen und Bleimetasilikat[1].

II.

Es wurden mittlere spezifische Wärmen zwischen 100° und 20° nach der Mischungsmethode bestimmt.

Zur Erhitzung der Substanzen auf ca. 100° diente ein Neu-



mann'scher[2] Hahn. Die Ermittlung der Temperatur ϑ des Heizraums geschah mit einem in $\frac{1}{10}{}^0$ geteilten Thermometer. Da die Länge eines Grades auf der Skala 1,2 cm beträgt, konnte $\frac{1}{100}{}^0$ genau geschätzt werden. Die abgelesenen Werte wurden nach den Angaben eines Normalthermometers korrigiert.

Das bei den Versuchen benutzte Kalorimeter ist in Fig. 1 im Durchschnitt skizziert. Das Kalorimetergefäß K besteht aus

[1] Vergl. über die Darstellung dieses Silikates im amorphen und im kristallisierten Zustande S. Hilpert und R. Nacken. Ber. chem. Ges. **43**. p. 2565. 1910.

[2] Vergl. C. Pape, Pogg. Ann. d. Phys. **120**. p. 351. 1863.

dünnem, glänzendem Silberblech, ist innen vergoldet, hat ein Gewicht von 90,689 g und faßt bis zu 630 ccm Wasser. Die beiden oben offenen Hohlgefäße aus Nickelblech C, C' mit glänzender Oberfläche stehen konaxial mit K und dem Wassermantel M und können durch Hartgummideckel Q, Q' verschlossen werden. Sie besitzen eine Öffnung für das Einbringen der erhitzten Substanz und zwei Durchbohrungen für das Thermometer T und den Rührer R. Die Gefäße K, C und C' stehen auf je einem niedrigen Dreifuß aus Hartgummi, eine Anordnung, durch welche um das Gefäß K drei Luftschichten gebildet werden, die eine gute Wärmeisolierung bedingen.

Mit einem bei E in das Wasser des Mantels eintauchenden Thermometer konnte die in diesem Teile des Apparates herrschende Temperatur festgestellt werden.

Verschlossen ist das Kalorimeter durch zwei halbkreisförmige Hartgummideckel, die mit Ausschnitten für das Thermometer T, den Rührer R und für das Einschütten der Substanz versehen sind.

Der Rührer R besteht aus einem gewölbten, mit einem Ausschnitt für das Thermometer T versehenen Nickelblechsieb, dem ein vertikaler Nickelstab angenietet ist. Zwischen dem Teile des Rührers, der in das Wasser des Gefäßes K eintaucht, und seinem Griff ist zur Verminderung des Wärmeverlustes durch Leitung ein Hartgummistäbchen eingeschraubt. Das Gewicht des Teiles des Rührers, der im Kalorimetergefäß von Wasser umspült wird, beträgt 34,601 g.

Zur Bestimmung der Temperatur des Kalorimeterwassers diente ein von der Firma R. Fuess hergestelltes Quecksilberthermometer aus Jenaer Normalglas No. 16 III. Einem Grade Celsius entsprachen auf der Skala ca. 4,2 cm. An der Teilung in $\frac{1}{100}{}^0$ konnte $\frac{1}{1000}{}^0$ sicher geschätzt werden. Da der Neumann'sche Hahn wenige Sekunden über das feststehende Kalorimeter zum Einbringen der erhitzten Substanz geführt werden mußte, war das Thermometer zweimal rechtwinklig umgebogen, jedoch erfolgten die Ablesungen nur in seinem letzten, vertikal stehenden Teile. Um bei der Überführung des Neumann'schen Hahnes über das Kalorimeter, die mit einem an der Wand befestigten, drehbaren Arm erfolgt, die Einstrahlung von Wärme auf das Thermometer T nach Möglichkeit zu verhindern, war dieses durch vier Lagen Pappe, welche Lufträume zwischen sich ließen, geschützt. Durch sanftes Klopfen auf das obere Ende des Thermometers mittels eines Neef'schen Hammers wurde eine schnelle Einstellung der Quecksilbersäule erreicht.

Der Wasserwert des Kalorimeters, des Rührers und des Thermometers wurden in der üblichen Weise berechnet[1]; hierbei wurde

[1] F. Kohlrausch, Lehrb. d. prakt. Phys. 11. Aufl. p. 192. 1910.

als mittlere spezifische Wärme im Versuchsintervall [1] gewählt für Silber 0,055, für Nickel 0,106.

Der Wärmeaustausch des Kalorimeters mit der Umgebung wurde nach dem in Ostwald-Luther angegebenen Verfahren [2] korrigiert. Zu diesem Zwecke erfolgte die Ablesung der Temperaturen des Wassers im Kalorimeter von Minute zu Minute. Außerdem wurde noch eine Korrektion wegen des herausragenden Fadens des Thermometers T angebracht [3], wozu die Bestimmung der Temperatur der Luft im Beobachtungsraum mit einem unmittelbar neben dem Thermometer T hängenden Fadenthermometer erforderlich ist. Der Gang des Kalorimeters ist in höherem Maße von der Temperatur der Luft abhängig als von der Temperatur des Wassermantels M. Er überstieg jedoch nur in wenigen Fällen $\pm 0{,}005^0$ pro Minute, zumeist war er vor und nach dem Versuch erheblich geringer.

W. P. White hat gefunden, daß seine Versuchsanordnung zur Bestimmung der spezifischen Wärme nach der Mischungsmethode [4] die genauesten Resultate liefert, wenn der Betrag der Temperaturerhöhung, die das Kalorimeterwasser durch die erhitzte Substanz erfährt, möglichst g r o ß gemacht wird [5]. Um denjenigen Betrag der Temperaturerhöhung des Kalorimeterwassers zu ermitteln, der für meine Versuchsanordnung bei gleichen Bedingungen die am besten übereinstimmenden Werte ergibt, wurde die mittlere spezifische Wärme von Q u a r z im Versuchsintervall wiederholt bestimmt. Indem hierbei stets gleiche Mengen dieses Minerals genommen, die Quantitäten des Kalorimeterwassers dagegen systematisch variiert wurden, ergab sich, daß die Änderung der Temperatur des Kalorimeterwassers während des Versuches z w i s c h e n $0{,}98^0$ u n d $0{,}60^0$ liegen muß, damit die unter gleichen Bedingungen erhaltenen Werte der mittleren spezifischen Wärme hinreichend übereinstimmen (vergl. Tab. 1). Da der Heizraum des Neumann'schen Hahns nur ca. 25 ccm Substanz aufnehmen kann, wurde ein günstiger Betrag der Temperaturerhöhung im Kalorimeter dadurch erreicht, daß die Quantität des Kalorimeterwassers der jeweils zur Verfügung stehenden Menge der Substanz und der Größe ihrer spezifischen Wärme angepaßt wurde. Für jede Wassermenge, die von der im allgemeinen zur Verwendung gelangenden abwich, wurde der Wasserwert des Kalorimetergefäßes K,

---

[1] F. Kohlrausch, a. a. O. Tab. 11. p. 699.

[2] Ostwald-Luther, Physiko-chem. Mess.-Method. III. Aufl. p. 308. 1910.

[3] Ostwald-Luther, a. a. O. p. 89.

[4] W. P. White, a. a. O. und Phys. Rev. **31**. p. 545. 562. 670. 686. 1910.

[5] Vergl. auch F. Kohlrausch a. a. O. p. 192: „man arbeitet mit k l e i n e n Temperaturveränderungen im Kalorimeter etwa bis zu 5°“.

des Rührers R und des Thermometers T von neuem berechnet. Zu stark durfte jedoch die Menge des Kalorimeterwassers nicht verkleinert werden, damit das Quecksilbergefäß des Thermometers der Wasseroberfläche nicht zu sehr genähert wurde. Infolgedessen konnten die mittleren spezifischen Wärmen der Stoffe, von denen nur eine geringe Menge zur Verfügung, nicht mit dem gewöhnlichen Grade der Genauigkeit bestimmt werden.

Die spezifische Wärme des Wassers im Kalorimeter wurde für die jeweilige Versuchstemperatur stets gleich 1 gesetzt.

III.

Mit Ausnahme des Mikroklins von Saetersdalen lieferte bei allen untersuchten Substanzen dasselbe Stück das Material für die Prüfung im kristallisierten und im amorphen Zustande. Hierdurch wurde erreicht, daß die chemische Zusammensetzung der verwendeten Stoffe in den beiden Zuständen übereinstimmte.

Die Herstellung der Mineralgläser geschah durch Erhitzen in einem elektrischen Ofen oder in einem Porzellanofen der Kgl. Porzellan-Manufaktur zu Berlin. Die auf diese Weise erhaltenen Mineralgläser waren jedoch nicht vollkommen frei von Luftblasen. Infolgedessen mußte geprüft werden, ob man für denselben Stoff unter sonst gleichen Bedingungen abweichende Werte der mittleren spezifischen Wärme erhält, je nachdem man ihn mit Luftblasen oder ohne Luftblasen zur Untersuchung verwendet. Zu diesem Zwecke wurde ein Zink-Bariumsilikatglas, dessen mittlere spezifische Wärme durch vorhergehende Untersuchung genau bekannt war. derartig mit Luftblasen versehen, daß es, ebenso wie die untersuchten Mineralgläser, für das bloße Auge glatte Bruchflächen ohne Poren aufwies.

Die Prüfung (Tab. 1 unter I a, b) ergab für die mittlere spezifische Wärme des blasenfreien Glases 0,1532, für die des Glases mit Luftblasen 0,1541.

Die Differenz dieser beiden Werte ist aber geringer als die Verschiedenheit in den Werten der spezifischen Wärmen der hier in Betracht kommenden kristallisierten Mineralien und ihrer Gläser. (Vergl. Tab. 2.)

Alle Stoffe wurden bei der Prüfung in Bruchstücken von Schrotkorn- bis zu Erbsengröße verwendet. Nach jedem Versuche wurde das benutzte Material durch Erhitzen auf über 150^0 getrocknet.

Die erhaltenen Daten sind in Tab. 1 zusammengestellt.

In Tabelle I bedeutet:

W das Gewicht der im Kalorimeter befindlichen Wassermenge in Gramm, vermehrt um den Wasserwert des Kalorimeters, des Rührers und des Thermometers.

G das Gewicht der angewandten Substanz in Gramm.

Tabelle 1.

	W	G	ϑ	τ	t	c_m	M
I a	629,49 630,41	32,136 32.093	99,91 99,97	19,779 19,849	19,152 19,225	0,1533 0,1530	0,1532
I b	625,01 623,05	30,606 30.466	99,17 99,38	18,884 19,167	18,278 18,563	0,1541 0,1540	0,1541
II a	522,45 522,95	61,380 61,368	99,97 99,88	18,738 19,110	17,990 18,373	0,07838 0,07776	0,07807
II b	572,21 571,85	65,699 65,489	99,91 99.79	22,797 22,291	22,098 21,592	0,07895 0,07876	0,07886
III a	643,49 626,85	26,431 26.067	100,48 100.29	21,380 21,501	20,777 20,894	0,1856 0,1853	0,1855
III b	440,70 441.68	17,396 17,360	99,89 99,77	19,624 20,143	19,025 19,549	0,1891 0,1898	0,1895
IV a	629.63 630.21	24,356 24,233	100,47 100,51	22,163 21,052	21,598 21,480	0,1865 0,1866	0,1865
IV b	415,50 410,97	16.894 16.891	99.85 99,51	20,541 21,145	19,922 20,529	0,1920 0,1917	0,1919
V a	630,24 627,76	24,060 25,719	99,98 100,34	19,614 21.253	19,048 20,655	0,1845 0,1846	0,1845
V b	402,83 411,51	15.125 15,509	99,66 99,69	21,630 21,189	21,077 20,633	0,1888 0,1879	0,1884
V c	444,98 443,72	16,922 16,764	99,89 99.83	19,912 20,214	19.337 19,647	0,1877 0,1885	0,1881
VI a	646,43 628,59	21,941 24.716	99,87 99,70	21,640 20,725	21,141 20,142	0,1879 0,1877	0,1878
VI b	625,71 624,17	25,236 24,256	99,35 99.40	19,422 18,853	18,807 18,255	0,1908 0,1910	0,1909
VII a	605,19 618,73	25,066 24,751	100,20 99,94	20,331 19,841	19,616 19,149	0,2161 0,2160	0,2161
VII b	626,79 624,00	20,483 20,348	99,93 99,78	20.201 20,256	19,634 19,692	0,2176 0,2175	0,2176

ϑ die korrigierte Temperatur des Heizraums im Neumannschen Hahn.

τ die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und auf die Änderung des Wärmeaustausches während des Versuches korrigierte Maximaltemperatur, die das Wasser im Kalorimeter durch das Einbringen der erhitzten Substanz erreicht.

t die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und den Wärmeaustausch vor dem Versuche korrigierte Temperatur, die das Wasser im Kalorimeter vor dem Einbringen der erhitzten Substanz besitzt.

c_m die im Versuchsintervall erhaltene mittlere spezifische Wärme.

M der Mittelwert von c_m aus je zwei Versuchen.

I. **Zink-Bariumsilikatglas** von Schott und Gen. in Jena, a) blasenfrei, b) mit Luftblasen.
II. **Bleimetasilikat**[1] a) kristallisiert, b) amorph, blasenfrei.
III. **Adular, St. Gotthard** a) kristallisiert, b) amorph (geschmolzen in einem elektrischen Kohlegries-Widerstandsofen)[1].
IV. **Mikroklin mit Albit, Arendal** a) kristallisiert, b) amorph (geschmolzen in einem elektrischen Kohlegries-Kurzschlußofen).
V. **Mikroklin mit Albit, Miask.** a) kristallisiert, b) amorph (geschmolzen in einem elektrischen Kohlegries-Widerstandsofen)[1], c) amorph (geschmolzen in einem Porzellanofen)[1].
VI. **Mikroklin mit Albit, Saetersdalen**, a) kristallisiert[2], b) amorph (geschmolzen in einem Porzellanofen)[2].
VII. **Spodumen von Fairfield Co. Brancheville, Connecticut**, a) kristallisiert, b) amorph (geschmolzen in einem elektrischen Kohlegries-Widerstandsofen). Schmelztemperatur ca. 1380°[1].

Tabelle 2.

Mittlere spezifische Wärme zwischen 20° und 100°

	amorph	kristallisiert	Differenz
$PbSiO_3$	0,07886	0,07807	+ 0,00079
Adular, St. Gotthard . . .	0,1895	0,1855	+ 0,0040
Mikroklin mit Albit . . .			
„ Arendal	0,1919	0,1865	+ 0,0054
„ Miask.	0,1884	0,1845	+ 0,0039
	0,1881	—	+ 0,0036
„ Saetersdalen . .	0,1909	0,1878	+ 0,0031
Spodumen, Brancheville . .	0,2176	0,2161	+ 0,0015

[1] Dargestellt in der Kgl. Porzellan-Manufaktur durch Herrn Dr. K. Endell, dem ich hiermit für seine Freundlichkeit bestens danke.
[2] Geschenk der Kgl. Porzellan-Manufaktur.

Zur besseren Übersicht sind die Durchschnittswerte der mittleren spezifischen Wärme im amorphen und im kristallisierten Zustande, sowie die Differenzen jener Beträge in Tab. 2 zusammengestellt.

Für die untersuchten Mikrokline ist also die mittlere spezifische Wärme des Glases im Gegensatz zu dem Ergebnis von A. Bogojawlenski größer als die der kristallisierten Minerale. Auch bei den anderen Silikaten, Bleimetasilikat, Adular und Spodumen, hat die Differenz der mittleren spezifischen Wärmen für den amorphen und den kristallisierten Zustand stets das positive Vorzeichen.

Es sei mir gestattet, Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Th. Liebisch, der mich zu den vorliegenden Untersuchungen anregte und mir die dazu notwendigen Apparate und Mineralien in dem von ihm geleiteten Institute freundlichst zur Verfügung stellte, hiermit herzlichst zu danken. Auch Herrn Prof. Dr. Volkmann in Königsberg i. Pr. bin ich für Ratschläge aus der kalorimetrischen Praxis zu Dank verbunden.

Berlin, Min.-petrogr. Institut der Universität, 11. Juli 1911.

Ripplemarks auf Ziegelsteinen.

Von **E. Geinitz** in Rostock.

Mit 1 Textfigur.

Wenn man die rauhe Schnittfläche unserer Ziegelsteine betrachtet, so bemerkt man, daß die Fläche riefenartige feine Streifung zeigt, welche nach Art der Ripplemarks (Kräuselmarken) verläuft. Fig. 1 zeigt die etwas vergrößerte photographische Aufnahme der Schnittfläche (Breitseite) eines solchen gebrannten Steines.

Das Verfahren in unseren Dampfziegeleien ist folgendes: Aus der Presse wird der feuchte Ton in Form einer 25 cm breiten und 12 cm hohen Masse auf ein Brett herausgeschoben, wo er dann mit Draht in die 6 cm dicken Formsteine zerschnitten wird. Der Draht wird hebelartig wie in einer Brotschneidemaschine bewegt, so daß er zuerst schräg von der oberen Ecke her und zuletzt parallel der horizontalen Unterlage die Masse zerschneidet (kleine am Draht haftende Sandkörner und dergl. zeigen durch Einkratzen von Bogenlinien auf der weichen Masse oft recht schön den Weg an, den der Draht gemacht hat).

Bei magerem sandigem Ton wird nun die Masse von dem durchschneidenden Draht nicht mit glatter Schnittfläche getrennt, sondern der Draht hat die ihm entgegenstehenden kleinsten Teile an der Schnittfläche regelmäßig verschoben und dadurch feine Furchen gebildet, welche genau das System der Kräuselmarken wiedergeben; auch beim Brennen bleiben sie erhalten.

Die hier abgebildeten Formen stammen von einem ziemlich mageren Diluvialton der Umgebung von Rostock.

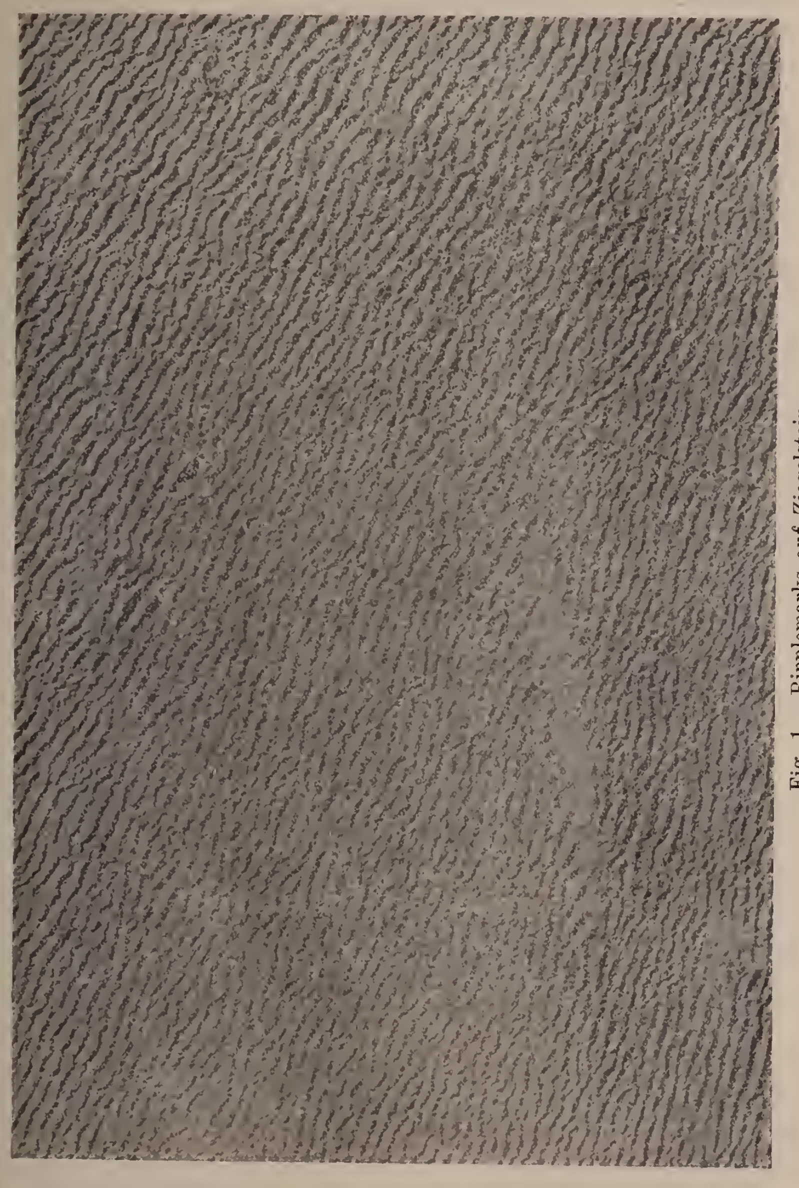


Fig. 1. Ripplemarks auf Ziegelstein.

Wir sehen kleine Wellensysteme mit flacher und steiler Böschung, mit vielfachen Gabelungen resp. Intersertionen, von

schwach gebogenem Verlauf der Hauptrichtung, ganz wie sie in größerem Maßstabe bei mit Kräuselmarken bedeckten Sandflächen auftreten. 5—7 Wellenlinien kommen auf 1 cm.

Bei genauer Betrachtung ergeben sich folgende Eigentümlichkeiten: 1. die Steilseite der Wellen ist nach oben, d. i. entgegen dem einschneidenden Draht gerichtet: bisweilen sind die Wellenkämme schwach nach unten gebogen. 2. Die Richtung der Wellenkämme ändert sich allmählich: an der oberen Ansatzecke steht sie sehr steil, nach unten zu immer flacher, bis am unteren Ende fast horizontal verlaufend — entsprechend einer nahezu auf den schneidenden Draht rechtwinkligen Anordnung der Furchen.

Die Photographie zeigt also ein recht hübsches, fast modellartiges Bild von Miniaturkräuselmarken. Die Erscheinung ist wie dort eine Oberflächenerscheinung, sie führt uns vor Augen, wie dieselben Formen durch verschiedene Agentien erzeugt werden können, hier nicht durch Wellenbewegung von Wind oder Wasser, sondern durch Verschieben kleiner der Trennung entgegenstehender Teile der weichen Tonmasse.

Eine gewisse, allerdings nur geringe Ähnlichkeit mit unseren Figuren haben die von Fuchs[1] abgebildeten „Regentropfenplatten“, doch sind dieselben gröber und zeigen keinen einseitigen Bau der Wellenkämme. Ripplemark-ähnliche Bildungen erwähnt Fuchs noch a. a. O. p. 372. Zur eigentlichen Gruppe der „Fließwülste“ (Fuchs, p. 374) können unsere Formen auch nicht gestellt werden. Zu vergleichen sind noch die groben Wülste, welche Tornquist[2] aus der sandigen Molasse anführt, als Zusammenrutschungsformen noch in weichem Zustand steil aufgerichteter Schichten.

Es wäre nicht ausgeschlossen, ähnliche Bildungen — Reibungserscheinung auf aneinander verschobenen Schichtflächen — für die feine Fältelung vieler Tonschiefer und auch für die Oberflächenerscheinung der Wellenkalke anzunehmen: hier war es kein schneidender Draht, sondern die Verschiebung von Schichtoberflächen aneinander, welche durch den Widerstand kleiner resp. feinster Teilchen ähnliche Oberflächenskulpturen schuf. Zu vergleichen mit unseren Bildungen ist die von Henke (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. -104-) besprochene Bildung von scheinbaren Ripplemarks in Grauwacken, die durch Verschiebung auf Schichtflächen entstanden sind.

---

[1] Fuchs, Studien über Fucoiden etc. Denkschr. Wien. Akad. Wiss. 62. 1895. Taf. IX Fig 5. p. 444.

[2] Tornquist, Sitzungsber. Berl. Akad. Wissensch. 1909. 4. p. 89. Fig. 1.

Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östl. Schwarzwaldrand.

Vorläufige Mitteilung

von **Victor Hohenstein**, Tübingen-Weil der Stadt.

Seit längerer Zeit bin ich mit Untersuchungen über den mittleren Muschelkalk des östl. Schwarzwaldrandes (Linie Pforzheim—Weil der Stadt—Nagold—Freudenstadt—Rottweil—Villingen—Donaueschingen) beschäftigt. Veranlassung gab das Auffinden einer Fauna mit alpinen Vertretern. Neben Beiträgen zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte (vergl. die Erl. z. geol. Spez.-Karte d. Kgr. Württemberg: M. Schmidt: Bl. Freudenstadt, Altensteig—Nagold; A. Schmidt: Bl. Stammheim; M. Bräuhäuser: Bl. Schramberg) nimmt einen großen Teil der Untersuchungen die Beschreibung der Fauna ein, die nunmehr mit über 80 verschiedenen Arten die reichhaltigste unter den bekannt gewordenen Faunen des mittleren Muschelkalks genannt werden kann. Hier möchte ich in aller Kürze eine Zusammenfassung der wesentlichsten Resultate meiner Untersuchungen geben.

A. Stratigraphischer Teil.

Mittlerer Muschelkalk.

Erfahrungsgemäß ist eine Stratigraphie in so leicht verwitterbaren Schichten mit großen Schwierigkeiten verknüpft. Gute Aufschlüsse sind selten und meist nur auf die Oberregion beschränkt; in manchen Gegenden fehlen sie auch völlig und man ist mehr oder weniger auf Lesesteine angewiesen, um sich ein Bild des Aufbaus zu rekonstruieren. Großen Schwankungen ist die Mächtigkeit unterworfen, die je nach der Führung von Gips und Steinsalz sehr verschieden ist und sich zwischen 25—30 m im Min. und 100—120 im Max. bewegen kann. Auf Bl. Dürrheim (A. Sauer, Erl. z. geol. Spez.-Karte von Baden 1901) beträgt die Mächtigkeit im Ausgehenden ca. 25 m gegenüber 90—100 m im unverritzten Gebirge. Ähnliche Verhältnisse zeigten sich im Bohrloch von Kaiseroda unweit Salzungen (SW.-Abhang des Thüringer Waldes), wo die Mächtigkeit des Zechsteins 322 m gegen eine Oberflächenmächtigkeit von 76 m betrug (E. Kayser, Formationskunde. 3. Aufl. p. 277). In beiden Fällen erklären sich diese großen Unterschiede aus der tiefgehenden Auslaugung der betreffenden Schichten, von der in erster Linie die Salzlager, in zweiter der Anhydrit bezw. Gips betroffen wurden. Die starke Auslaugung äußert sich in zahlreichen Erdfällen und Einsturztrichtern, im wechselnden Einfallen der Schichten an Berglehnen, sowie in Faltungen der Hangendschichten. Die geringsten Mächtigkeiten wurden immer im Ausgehenden, und zwar regelmäßig zu 25—30 m im ganzen Gebiet

festgestellt. Wir haben also zwei verschiedene Ausbildungsformen im mittleren Muschelkalk zu unterscheiden:

1. Unter Tag in meist primärer Erhaltung mit Grundanhydrit—Steinsalz—Gips—dolomitischer Hauptregion. Mittlere Mächtigkeit 80—100 m.

2. Im Ausgehenden mit mehr oder weniger starker Auflösung, wobei Steinsalz vollständig weggeführt ist und Gips nur noch in minimalen Resten vorhanden ist. Mittlere Mächtigkeit 30 m.

Mit dem 1. Fall hat sich K. Endriss (Die Steinsalzformation im mittleren Muschelkalk Württembergs 1899) eingehend beschäftigt und möchte ich zur näheren Orientierung auf diese, sowie die ergänzenden Abhandlungen von O. M. Reis und Branca verweisen. Hier soll der anstehende mittlere Muschelkalk behandelt werden.

Der aus dem Anhydrit durch Wasseraufnahme entstandene Gips ist im größeren Teil des Gebietes ausgelaugt und nur noch lokal in Form von Linsen und Stöcken erhalten. Im Innern von Massiven erreicht er größere Mächtigkeiten, wie das Vorkommen von Untertalheim b. Horb zeigt, wo ein 18 m mächtiges Gipslager durch Stollenbetrieb abgebaut wird; im Ausgehenden, kaum 1 Stunde davon entfernt, ist keine Spur von Gips nachweisbar. Über das ursprüngliche Vorhandensein und die allgemeine Verbreitung von Gips und Steinsalz sind wir auf Vermutungen angewiesen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß beide im Schwarzwaldgebiet vorhanden waren, wie die Vorkommen von Dürrheim-Wilhelmshall, Sulz und die etwas entfernter gelegene Tiefbohrung von Stuttgart beweisen.

Entsprechend der starken Auslaugung haben wir im unteren Teil der Schichtfolge meist sekundäre Gebilde zu erwarten. Es sind die weniger löslichen Gesteine (Kalk, Dolomit, Ton, Mergel etc.) übriggeblieben. Den bedeutendsten Anteil nehmen die der dolomitischen Hauptregion entsprechenden Gesteine ein (Mächtigkeit nach Endriss (l. c. p. 79) schwankend: Schacht Heilbronn 11 m, Haßmersheim ca. 20 m, Sulz ca. 13 m, Bergfelden 15—22 m, Priemtal 25 m), unter denen vor allem die unverkennbaren Hornsteine und Zellendolomite als nie fehlend hervorzuheben sind.

Ohne scharfe stratigraphische Horizonte auszuscheiden, gliedert man den mittleren Muschelkalk in eine:

1. Untere Abteilung ca. 5—6 m mächtig.

Zu unterst gelbe und graue, manchmal auch dunkle, tonige Mergel, die gelegentlich rotgefärbte Schmitzen führen, welche an die allerdings weit mächtigeren Bunten Mergel des mittleren Muschelkalks von Elsaß-Lothringen erinnern. Darüber oder auch diese vertretend folgen dunkelgraue plattige Dolomite oder Kalke. Lokal treten Linsen von Gips hinzu. In diese Region fallen auch die Lösungsrückstände von Gips und Steinsalz, denen, wie die Tiefenvorkommen zeigen, Tone und Mergel unregelmäßig beigemengt sind.

2. Mittlere Abteilung 15—18 m mächtig.

Vorwiegend gelbliche dolomitische Gesteine von kristallinischer bis dichter Struktur, häufig zu Zellendolomiten ausgelaugt. Daneben noch Mergel und Tone, sowie Kieselsäureausscheidungen (Hornstein, Quarzit etc.). Die Zellendolomite halten kein scharfes stratigraphisches Niveau ein, indem sie auch in der oberen Abteilung vorkommen (Weil der Stadt, Haiterbach etc.). Die Mächtigkeit ist deshalb sehr schwankend. Die Zellendolomite finden sich bereits in den Tiefenvorkommen (dol. Hauptregion) und bilden dort infolge der starken Anreicherung mit Wasser einen mächtigen Wasserhorizont (Stetten bei Haigerloch, Kochendorf etc.), stellenweise sind die Dolomitschichten nicht zellig ausgelaugt (Wilhelmsglück, Salzwerk Heilbronn). Die typischen Zellendolomite bestehen aus einem grauen oder braunen, meist kristallinischen Dolomit von zelligem Aussehen mit langgestreckten, parallel der Schichtung angeordneten Hohlräumen, die in der Regel durch annähernd senkrecht zur Schichtung stehende Zellwände aus grobkristallinem Kalkspat getrennt sind. Die Entstehungsweise dieser Gebilde ist verschieden gedeutet worden. Schon frühzeitig erkannte man, daß sie als sekundäre Gebilde ursprünglich massiger Kalke oder Dolomite anzusehen seien. Notwendige Vorbedingung ist das Vorhandensein kristallinischer Zellwände, deren einzelne Kristallindividuen größer sind und damit den Einflüssen CO_2-haltiger Wasser eine kleinere Oberfläche bieten, als die viel kleineren kristallinischen Individuen der Füllmasse. Über die Bildung dieser kristallinischen Zellwände sind die Ansichten geteilt. Die einen erblicken sie in tektonischen Vorgängen, die anderen (Beckenkamp, Sitzungsber. der phys.-mediz. Gesellsch. zu Würzburg. 1907) in der Umkristallisation durch CO_2-haltige Wasser unter Mitwirkung von hierbei entstehendem und sprengend wirkendem Eisenoxyd. Wie Beckenkamp hervorhebt, verlaufen in fast allen Fällen die Zellwände parallel und senkrecht zur Schichtung, stellen hiernach Ebenen des geringsten Widerstandes gegen mechanische Zerreißung des ursprünglichen Gesteins dar. Es liegt nun nahe, die Ursache in tektonischen Vorgängen zu erblicken, doch möchte ich auch der Beckenkamp-schen Ansicht beistimmen, durch die die zahlreichen mit einer Eisenoxydhaut umgebenen feinen Kapillarspalten der Zellwände erklärt werden können.

Neben diesen typischen Formen kommen seltener auch noch zellig-löcherige Gesteine vor, deren Zellwände unregelmäßig verteilt sind. Ich bezeichne sie als kavernöse Kalke oder Dolomite. Infolge des Schichtendrucks bei der Auslaugung entstanden Breccien von allerlei Gesteinen (Gips, Dolomit, Kalk, Mergel, Hornstein), die bei der starken Kalkführung der zirkulierenden Wasser verfestigt wurden. (Auflösung und Wiederausscheidung von Carbonaten sind häufig zu beobachten.) Bei späterer Ein-

wirkung CO_2-haltiger Wasser wurde das leichter lösliche Material weggeführt, so daß bisweilen nur noch die einzelnen Umrandungen als Skelette übrig blieben (vergl. auch E. Fraas, Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. Württbg. Jahresh. 1898. p. 64).

Kieselsäureausscheidungen kommen bereits allgemein in dieser Abteilung vor. Wichtig sind vor allem weiße, zuckerkörnige Quarzite, die im Verband mit Zellendolomiten vorkommen; in größeren kompakten Lagern sind sie im südlichen Gebiet entwickelt. Im Niveau der Zellendolomite kommen weiterhin blaue Hornsteinknollen (Quarz + Chalcedon) vor, teilweise mit Pseudomorphosen von Calcit oder Kieselsäuremineralien nach Anhydrit; außerdem noch 5—7 cm mächtige, ähnlich zusammengesetzte Hornsteinbänke mit zahlreichen Pseudomorphosen (feine Nadeln) nach Anhydrit (Pforzheim, Weil der Stadt, Freudenstadter Gegend). Auf Klüften und in Hohlräumen sind beträchtliche Quarzausscheidungen zu beobachten, wie auch die in Zellendolomiten eingesprengten Rauchquarze der Pforzheimer und Freudenstadter Gegend hierher gehören.

Nagelkalke sind in dieser Region hauptsächlich im südlichen Gebiet entwickelt, fehlen aber auch nicht im nördlichen Teil (Pforzheim, Weil der Stadt).

3. Obere Abteilung 6—8 m mächtig.

Die obere Abteilung ist charakterisiert durch die Führung einer Fauna und das Vorwiegen oolithischer Gesteine mit Hornsteinen, die in Knollen oder Bänken dem Gestein eingelagert sind. Zu unterst gelbe oder graue Dolomite, bisweilen zu Zellendolomiten ausgelaugt, mit Hornsteinen. Darüber folgt in einem großen Teil des Gebiets eine 4—5 m mächtige Schichtfolge von grauen, bituminösen, massigen, dol. Kalkbänken. Dieselben sind fast durchweg oolithisch (Aufschlüsse am Egenhäuser Kapf und bei Haiterbach, Ostelsheim, Weil der Stadt) und durch reichliche Führung von Hornsteinen ausgezeichnet. Den Abschluß des mittleren Muschelkalks bilden in der Nagolder Gegend graue oder gelbe Dolomite, die häufig blättrig-kristallinisch sind; in der Grenzzone findet sich u. a. eine erbsengelbe gefältelte Bank, die nach M. Schmidt (Erl. zu Bl. Altensteig, p. 33) sich zur Bestimmung der oberen Grenze des mittleren Muschelkalks ausgezeichnet verwenden ließ. Eine ähnliche Bank konnte ich südwestlich Haiterbach in der mittleren Abteilung unterhalb dem kompakten Lager „knorrigen Zellendolomits" an dem zur Telle hinaufführenden Wege nachweisen. Die mehrfach zu beobachtende Fältelung ist wohl durch Abrutschen im noch plastischen Zustand infolge verstärkter Neigung des Untergrundes vor Ablagerung des Hangenden zu erklären. In der Gegend von Weil der Stadt und Pforzheim gehen die oolithisch-dolomitischen Kalkbänke in typischen Trochitenkalk über. Blättrig-kristallinische gelbe Dolomite sind hier in den unteren Lagen der Abteilung ent-

wickelt. In der Rottweiler Gegend (M. Bräuhäuser, Erl. zu Bl. Schramberg etc.) scheinen diese oolithisch-dolomitischen Kalkbänke überhaupt nicht entwickelt zu sein. Hier folgt über weißlichen dolomitisch-mergeligen Schichten mit Gipsknollen (Waldmössinger Römerkastell) grauer oder brauner, bisweilen zelliger Dolomit und darüber sofort typischer Trochitenkalk mit zahlreichen Stielgliedern von *Encrinus liliiformis* (Seedorf). Die oolithischen bankartigen Hornsteine dieser Gegend gehören wohl dem oberen Teil der mittleren Abteilung an.

Zahlreiche Beobachtungen an Dünnschliffen ließen erkennen, daß die Oolithe des mittleren Muschelkalks im allgemeinen recht mannigfaltig in den verschiedenen Gegenden gestaltet sind; dieselben gehören sicher verschiedenen Horizonten an. Es kommen plattgedrückte Oolithe mit wenig zonaren Lagen vor und dann wieder rundliche mit zahlreichen Lagen und radialstrahligem Bau. In einigen Bänken sind die Oolithe optisch einheitlich geworden unter Verlust des zonaren Aufbaus; auf Querbrüchen durch die Oolithe sind durchgehende spätige Spaltflächen mit der Lupe erkennbar (Weil der Stadt). Häufig sind die Oolithkörner streng horizontal gelagert, dazwischen Lagen ohne Oolithe. Diese periodische Abwechslung in der Oolithführung äußert sich auch darin, daß gewisse Bänke oft dicht erfüllt sind mit Oolithen ohne viel Bindemittel, andere wieder recht spärlich daran sind. Die Oolithbildung hat nicht immer im ganzen Gebiet gleichzeitig geherrscht; in der Schramberger Gegend scheint sie am spärlichsten gewesen zu sein. Die meisten oolithischen Gesteine besitzt die Gegend von Nagold, Weil der Stadt, Freudenstadt. Gemeinsam ist fast allen Oolithen dieser Gegenden die Beteiligung einer agglutinierenden Foraminifere, *Hyperammina suevica* n. sp., an ihrem Aufbau. Es ist eine der rezenten *H. vagans* Brady nahestehende Form, erreicht jedoch nicht deren Dimensionen. Schale frei, unregelmäßig gewundene Knäuel bildend, häufiger festgewachsen, Fremdkörper überziehend. Struktur der Schale im Dünnschliff körnig. Anfangskammer kugelig. Querschnitt der Schalen rund, im aufgewachsenen Zustand halbkreisförmig, stets den Zonen der Oolithe oder auch Fremdkörpern (Muschelschalen etc.) mit ihrer konkaven Seite scharf anliegend. Die mondsichelförmigen Querschnitte sind denen von *Ophthalmidium oolithicum* Gaub ähnlich und finden sich sowohl auf inneren wie äußeren Lagen der Oolithe. Die Oberfläche ist in der Regel stark überwuchert. Ich konnte diese Verhältnisse an zahlreichen Dünnschliffen wie an losem Material ausgezeichnet beobachten. Das analoge Vorkommen in Oolithen wie auf Muschelschalen ist meines Erachtens ein Beweis dafür, daß *Hyperammina suevica* an der Bildung der Oolithe direkt nicht beteiligt ist, sondern nur die Oolithe wie einen andern Fremdkörper als Substrat benützt. Ob das Wachstum der Oolithe bei

H. suevica, ähnlich wie es Gaub für *Ophthalmidium oolithicum* (F. Gaub, Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. II. p. 92) meint, durch sich immer wiederholende Umkrustungen und durch Calcitausfüllungen der Zwischenräume bedingt wird, oder ob die Substanzanlagerung unabhängig davon erfolgt, lasse ich dahingestellt. Das Vorkommen dieser Foraminifere in Oolithen ist wiederum ein Beweis für die morphologisch primäre Entstehung von Oolithen. *Hyperammina suevica* n. sp. findet sich fast ausschließlich in Oolithen des mittleren Muschelkalks, selten in denen des unteren Trochitenkalks.

Charakteristisch für den mittleren Muschelkalk, besonders dessen obere Abteilung, ist eine mehr oder weniger reiche Führung von knollenförmigen oder bankartigen Kieselsäureausscheidungen. Da dieselben mit wenigen Ausnahmen diesen Horizont in der germanischen Trias einhalten (Nord- und Süddeutschland, Schweizer Jura), so bilden sie wichtige Leitgesteine für mittleren Muschelkalk. An manchen Stellen bedecken sie oft massenhaft den Boden (Feuerstein bei Weil der Stadt, nördlich und südlich Haiterbach). Oolithische Hornsteine konnten im ganzen Gebiete nachgewiesen werden (auf Bl. Stammheim: Nille, Doma, Wächtersberg etc., vergl. A. Schmidt, l. c. p. 24). Im Gelände von Pforzheim—Weil der Stadt tritt im unteren Teil der Abteilnng im Verband mit Zellendolomiten eine 20—36 cm mächtige fossilführende oolithische Hornsteinbank regelmäßig auf. Dieselbe ist besonders interessant durch die Führung flacher Geschiebe (teilweise mit Lagerungsstreifen!). Im hangenden, nicht verkieselten Teil treten die meist scharf begrenzten, gelblich bis rötlich gefärbten Geschiebe aus der z. T. kristallinen grauen bis dunklen Grundmasse deutlich hervor. Neben den oolithischen Hornsteinen kommen auch dichte Varietäten vor. Die Farbe ist vorwiegend dunkel (häufig pechschwarz) infolge der Führung von Bitumen. Daneben kommen auch helle Hornsteine vor. Oft zeigt ein Handstück dunkle und helle Partien mit sanften Übergängen. Die Rotfärbung ist wohl auf eine Infiltration mit Eisenoxyd zurückzuführen. Die Lagerung der Hornsteine ist entweder bankartig oder knollenförmig. In den 4—5 m mächtigen oolithischen Bänken der oberen Abteilung sind die Knollen meist in parallel der Schichtung verlaufenden Bändern angeordnet. Die bis zu 30 cm langen (4 cm dicken) ellipsoidischen oder wulstigen Knollen sind $\frac{1}{4}$—2 m voneinander entfernt.

Die Hornsteine bestehen größtenteils aus Chalcedon und Quarz, die ohne irgendwelche Gesetzmäßigkeiten miteinander vorkommen. Carbonate (Kalk und Dolomit) sind bei dem Verkieselungsprozeß mehr oder weniger verdrängt worden. Manche Varietäten (vor allem die glänzenden dichten, nicht porös verwitternden) führen fast gar kein Carbonat, andere wieder recht beträchtliche Mengen (u. a. die Hornsteine der 4—5 m mächtigen oolithischen Bänke der

oberen Abteilung). In Schliffen der letzteren Art von Haiterbach war die Mehrzahl der Oolithe fast vollständig mit Kieselsäure imprägniert, auf zonaren Lagen waren noch Carbonatreste (Rhomboeder) erhalten, mehrere zeigten teilweise Verdrängung, einige wenige waren überhaupt nicht verkieselt. Solche carbonatführende Hornsteine sind bei längerem Liegen im Ackerboden häufig ganz erfüllt mit Pilzhyphen. Im Gegensatz zu den carbonatfreien Hornsteinen, die höchstens nur eine Kantenabrundung oder Zersprengung durch Hitze und Kälte erfahren, verwittern diese Hornsteine infolge der Tätigkeit dieser Organismen relativ rasch. Chalcedon zeigt im polarisierten Licht Sphärolithstruktur; manche Partien der Hornsteine sind oft dicht gedrängt. Dazwischen liegt fein- bis grobkristalline Quarzsubstanz. In oolithischen Hornsteinen sind häufig feinstengelige Quarzpartien senkrecht zur Oberfläche der Oolithe orientiert. Außer in den Hornsteinen ist Kieselsäure in kleinen, selbst mikroskopischen Körnchen (wohlausgebildete Quarzkristalle, Chalcedon) massenhaft im Gestein verteilt.

Von besonderer Bedeutung sind die Hornsteine geworden durch die Führung von Pseudomorphosen von Calcit oder Kieselsäuremineralien nach Anhydrit. Die Kristalle bezw. die Kristalllöcher besitzen in den Hornsteinen eine weite horizontale Verbreitung und konnten im ganzen Gebiet nachgewiesen werden. Ihre Größe beträgt im allgemeinen 3—5 mm, daneben kommen auch größere Formen vor (1—1,5 cm von Dornstetten). Die Pseudomorphosen sind, soweit ich es beobachten konnte, nur in den Hornsteinen, nicht aber in dem umgebenden Gestein (meist Zellendolomit), enthalten und verleihen denselben bei der Anwitterung ein zernagtes Aussehen. Die durchweg vollkommen umschlossenen Kristalle besitzen drei annähernd senkrecht aufeinanderstehende Flächen, die den Vorkommen aus dem mittleren Muschelkalk von Wilhelmsglück (Tübinger Univ.-Samml.) entsprechen. Die sonst im unteren Muschelkalk eines großen Teils Deutschlands häufigen Pseudomorphosen nach Gips, Baryt und Cölestin kommen nicht in Betracht, da diese in schiefen Prismen kristallisieren. Die Entstehung der wohlumschlossenen Kristalle reicht jedenfalls in die Zeit der Bildung der Hornsteine zurück und ist meines Erachtens wichtig für deren Altersfrage. Ob irgendwelche Beziehungen zwischen Kieselsäure und Anhydrit bestehen, lasse ich einstweilen dahingestellt. Zusammen mit Quarz und erfüllt mit Einschlüssen von Wasser und liquider Kohlensäure beobachtete ihn G. Spezia im Simplontunnel zwischen 4492 und 4520 m vom Mundloch bei Iselle entfernt (Rosenbusch-Wülfing, Mikroskop. Physiographie. I. 2. p. 131). Häufig zeigen Stücke der bereits erwähnten oolithischen Hornsteinbank der Gegend von Weil der Stadt—Pforzheim an angewitterten Stellen annähernd rechtwinklige Spaltrisse, die analog ebenfalls als Anhydrit bestimmt wurden. Hier liegen

interessante komplizierte Umwandlungen vor, zuerst Pseudomorphosen von Anhydrit nach carbonatischer Substanz und hierauf von Kieselsäuremineralien nach Anhydrit oder auch nur das letztere. Da die Oolithe von den rechtwinkligen Spaltrissen durchzogen werden, so ist die erstere Ansicht die wahrscheinlichere.

Viel umstritten ist immer noch die Bildung der Hornsteinknollen und Bänke. Während die Kieselsäure in den Feuersteinen der Kreideformation fast allgemein auf die reiche Führung von Spongien zurückgeführt wird, bestehen über die Herkunft der Kieselsäure im mittleren Muschelkalk verschiedene Ansichten. O. M. Reis (Geogn. Jahresh. 1901. p. 116) erklärt sie im Auftreten heißer kieselsäurehaltiger Quellen, die ihre Entstehung tektonischen Vorgängen (Oszillationen der Barre) verdanken. W. Clemm (Über die Verkieselung von Kalksteinen, insbesondere diejenige des Muschelkalks im badischen Oberlande. Inaug.-Diss. Chem. Abt. Freiburg i. B. 1909) kommt zufolge von Beobachtungen in der Gegend der Hauptschwarzwaldverwerfung (Badenweiler) zu der Ansicht, daß es kieselsäurehaltige Lösungen waren, welche auf Spalten aufdrangen. Das gleichzeitige Vorkommen von Flußspat und Schwerspat, unterstützt durch experimentelle Untersuchungen, machen es sehr wahrscheinlich, daß es Lösungen von Kieselfluorbaryum waren, welche die Verkieselung bewerkstelligten. Wenn auch nicht geleugnet werden kann, daß in der Nähe von Spalten sekundäre Kieselsäureausscheidungen reichlicher sind (schon längst aus den Gangvorkommen im Schwarzwald erwiesen), so ist doch vor einer Verallgemeinerung zu warnen, da die Hornsteine in ungestörten Gebieten gerade so reichhaltig vorhanden sind und hier Flußspat und Schwerspat mindestens seltene Mineralien sind. M. Bräuhäuser (Erl. zu Blatt Schramberg) nimmt eine allgemein, im mittleren Muschelkalk herrschende Neigung zu junger Verkieselung an.

Von besonderer Bedeutung ist nun das massenhafte Auftreten von Silicispongien (Monactinelliden) in einer 2 m mächtigen oolithischen, hornsteinführenden Kalkbank des untersten Trochitenkalks bei Pforzheim. Seltener ist ihr Vorkommen in Hornsteinen des mittleren Muschelkalks, da man hier nicht mehr durch Lösen des Gesteins in HCl die Formen isolieren kann. Die Spongienskelette zerfallen bei der Maceration des Tieres in ihre Nadeln, worauf dann infolge der stets am Meeresboden vorhandenen alkalischen Lösungen (Na_2CO_3 und $(NH_4)_2CO_3$) die Auflösung der leichter zerstörbaren zentralen Kiesellagen der Nadeln erfolgt. Die meisten Kieselnadeln zeigen infolgedessen eine Verbreiterung des Achsenkanals. Der so erbrachte Beweis von freier Kieselsäure am Boden des Muschelkalkmeeres wird anderweitig bestätigt. H. Fischer (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910) konnte in einer 20—30 cm dicken Oolithbank des Trochitenkalks östlich von Kronach (Oberfranken) u. a. Oolithe nachweisen, die teilweise

oder völlig mit amorpher Kieselsäure imprägniert sind, während das Bindemittel frei davon ist. Fischer nimmt eine allothigene Herkunft der betreffenden Oolithe an. Ich glaube genügend gezeigt zu haben, daß für einen Teil unserer Hornsteine eine primäre Bildung wahrscheinlich ist. Nicht unwahrscheinlich ist es, daß die Vorkommen von Kieselspongien früher allgemeiner waren und nur durch starke Auflösung unseren Blicken entzogen wurden. Das Vorkommen von wohlumschlossenen Anhydritpseudomorphosen in Hornsteinen ist meines Erachtens ebenfalls ein Beweis für die primäre Natur der Hornsteine, ebenso das bankartige Vorkommen der Hornsteinbank der Weil der Stadt—Pforzheimer Gegend. Für die Hornsteine der 4—5 m mächtigen oolithischen Bänke der oberen Abteilung kann ich keinerlei Beweise erbringen (keine Silicispongien und Anhydritpseudomorphosen), doch neige ich auch hier infolge der parallelen Anordnung der Knollen zur Annahme primärer Entstehung. Der erste Nachweis von typischen Hornsteinen des mittleren Muschelkalks auf sekundärer Lagerstätte stammt aus dem Tertiär. E. Schaad konnte in Juranagelfluh (Bern 1908) bis 5 cm große eckige oolithische Hornsteine nachweisen, ebenso werden anderweitig Hornsteine aus oligocänem Küstenkonglomerat etc. erwähnt.

In der Pforzheimer Gegend tritt 60 cm unterhalb der Hornsteinbank zwischen einem zelligen Gestein ein 10—15 cm mächtiges Lager von Trip auf. Infolge der durchweg zu beobachtenden mikroskopischen Feinheit halte ich eine primäre Entstehung des amorphen SiO_2-haltigen Gesteins (Poliermittel in der Pforzheimer Edelmetallindustrie) für wahrscheinlich.

Unterer Trochitenkalk.

Über den sanften Formen des mittleren Muschelkalks erhebt sich der Trochitenkalk in steilem Gehänge häufig unter Felsbildung. Von Interesse ist hier nur der untere Teil desselben, einerseits wegen der darin vorkommenden Hornsteine, anderseits wegen vergleichender Untersuchungen der Fauna mit derjenigen des mittleren Muschelkalks. Gute Aufschlüsse sind auch in dieser Unterregion selten und meist nur auf das nördliche Gebiet beschränkt.

Über dem mittleren Muschelkalk folgen regelmäßig 5—6 m mächtige dickbankige, graue, oolithische Kalkbänke. In einem Teil des Gebietes (Münklingen—Pforzheim) treten auch Knollen von Hornsteinen auf. Diese den Hornsteinkalken norddeutscher Autoren entsprechenden Schichten besitzen eine weite Verbreitung. Das Auftreten von Silicispongien in diesen Schichten (Wartberg bei Pforzheim) habe ich bereits erwähnt. Die Schichtenfolge ist fast durchweg oolithisch. Es treten entweder echte Oolithe mit Zonarstruktur und radialstrahligem Bau oder Pseudoolithe (Oolithoide) auf. Das Vorkommen von Stielgliedern von *Encrinus lilii-*

formis ist sehr verschieden. In der Regel folgen über trochitenreichen Bänken (Seedorf, Weil der Stadt) solche, die arm an Stielgliedern von *E. liliiformis* sind. Die von M. Schmidt (Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1911. XCIV) an der Schinderklinge am Weg von Sulz a. N. nach Bergfelden beobachteten Bairdienletten konnte ich nirgends weiter beobachten.

In den Aufschlüssen bei Weil der Stadt und Münklingen kommen 3—4 m über der Grenze neben anderen Fossilien ca. 12 verschiedene Arten kleiner Gastropoden vor, die leider nur als Steinkerne vorliegen. Sie erinnern an die weit verbreiteten Gastropodenbänke desselben Niveaus in Elsaß-Lothringen. Eine genaue Bestimmung ist infolge des schlechten Erhaltungszustandes unmöglich, doch bestehen einige Anklänge an die von Koken bearbeitete Fauna von Marlenheim (Unterelsaß). Da Schneckenquerschnitte im ganzen Gebiet beobachtet werden können, so handelt es sich, wie es scheint, um einen auf weite Erstreckung hin verfolgbaren Horizont.

Darüber folgen dünnbankige, dichte oder kristallinische Bänke, die zum Zweck der Schottergewinnung an zahlreichen Stellen aufgeschlossen sind. (Vergl. die Erl. z. geol. Spez.-Karte d. Kgr. Württemberg, sowie das Profil durch den Hauptmuschelkalk bei Vaihingen a. E. von G. Stettner. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1898. p. 303, und 1911. p. 268.)

B. Paläontologischer Teil.

Mittlerer Muschelkalk.

Versteinerungen haben sich im mittleren Muschelkalk fast überall recht spärlich gefunden. In weiten Gebieten ist bisher der Nachweis überhaupt noch nicht gelungen. Man führt dies allgemein auf die zur mittleren Muschelkalkzeit herrschenden starken Konzentrationsverhältnisse (hauptsächlich am Meeresboden) zurück, die den meisten Tieren das Leben unmöglich machten. Erst mit Veränderung derselben, mit Ablagerung der Schichten der dol. Hauptregion stellten sich günstigere Verhältnisse für ein Tierleben ein. In Süddeutschland haben sich bisher Fossilien (exkl. Vertebrata) nur in der dol. Haupt-Region nachweisen lassen (Ph. Platz, E. Benecke, Hermann, M. Schmidt).

Durch jahrelanges Sammeln ist es mir gelungen, eine bereits von M. Schmidt an einigen Punkten des Schwarzwaldes (Bl. Altensteig, p. 32 u. Bl. Freudenstadt, p. 48) beobachtete Fauna von nunmehr über 80 verschiedenen Arten nachzuweisen. Die Fauna ließ sich mit kurzen Unterbrechungen durch das ganze Gebiet feststellen. Ihre Hauptverbreitung liegt in der Umgebung von Weil der Stadt, sowie der Orte Walddorf, Haiterbach, Salzstetten, weniger zahlreich in der Freudenstadter (Lombach, Dornstetten, Schopfloch) und Rottweiler Gegend (Flözlingen), spärlich fast im ganzen Ge-

biet von Pforzheim—Durlach bis Villingen (Nordstetter Hof). Die Fauna kommt ähnlich wie die von E. W. Benecke beschriebene Fossilsuite (*Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsaß-lothringischen Muschelkalk. Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr. 4. 1898) ca. 3—6 m unterhalb der Trochitenkalkgrenze vor. Neben charakteristischen Formen der germanischen Trias ließen sich auch typische alpine Vertreter nachweisen, (*Arcestes*, *Mysidioptera* und zahlreiche, allerdings meist indifferente Gastropoden). Die Fauna macht einen durchaus pygmäenhaften Eindruck. Die Gastropoden sind durchweg kleiner als die entsprechenden Formen von Esino, St. Cassian und der Marmolata. Interessant ist es, daß man selbst wieder nach Gründen für die Kleinheit der St. Cassianer Formen sucht. Die von Koken aus dem unteren Trochitenkalk von Marlenheim (Unterelsaß) beschriebenen Schnecken sind ebenfalls klein. Betrachtet man Formen dieser Fauna, die wieder mit solchen aus oberem Hauptmuschelkalk von Schwieberdingen ident sind, so kommt man zu demselben Resultat. Es handelt sich also wohl um ungünstige Lebensbedingungen. Die Fauna ist durchweg gut erhalten. Das reiche Material gestattete eine gute Präparation, so daß häufig neue Beobachtungen an bereits bekannten Arten gemacht werden konnten. Zahlreiche Neubeschreibungen von Arten mußten vorgenommen werden. Auffallend ist, daß mehrere Arten nur in 1 oder 2 Exemplaren vorhanden waren, was ganz im Gegensatz zu dem sonst im Muschelkalk geltenden Prinzip von der Artenarmut und der Individuenzahl steht. Die Fauna macht keinen einheitlichen Eindruck. Es sind zwei Faunen, die zahlreiche Arten gemeinsam haben. Die Schichten sind petrographisch verschieden, ihre stratigraphische Lage ungefähr gleich. Die Fossilvorkommen von Haiterbach, Salzstetten, Walddorf (Hornsteine der 4—5 m mächtigen Oolithbänke der oberen Abteilung) zeichnen sich durch die Führung von *Myophoria laevigata* und *Undularia (Toxoconcha) Brochii* etc. aus, während diese Formen der Hornsteinbank von Weil der Stadt fehlen. *Myophoria vulgaris* kommt hier wie dort vor.

Diplopora lotharingica Ben., eine kalkabsondernde Alge aus der Familie der Siphoneen, die Benecke (l. c. p. 280) erstmals im mittleren Muschelkalk nachgewiesen hat, fand sich in einigen typischen Exemplaren bei Haiterbach, Wittendorf etc.

Größere Funde an Cephalopoden waren von vornherein nicht zu erwarten. Erfreulich ist es, daß der leider vereinzelt gebliebene Fund ein Vertreter der alpinen Gattung *Arcestes* ist.

Korallen, Bryozoen und Crinoiden fehlen. Spongien sind durch Skelettelemente vertreten. Brachiopoden sind selten. Die sonst im mittleren Muschelkalk häufige *Lingula tenuissima* hat sich nur in 1 Exemplar gefunden; *Terebratula vulgaris*, die sofort über der Grenzzone auftritt, ist noch nicht vorhanden. Die Lamellibran-

chiaten sind reichlich vertreten, vor allem die Myophorien. *Myophoria vulgaris* tritt lokal häufig auf; interessant ist die var. *semicostata* n. var. durch Verschwinden der halben Rippe. *M. Goldfussi* sonst im obersten Muschelkalk und der Lettenkohle häufig. Arten der Gattung *Myophoriopis* (= *Pseudocorbula* E. Phil.) sind reichlich vertreten (über 50 Schloßpräparate). Formen, die der alpinen *M. Rosthorni* Boué ähnlich sind (Schloßbau etc.) habe ich besser bei *M. Sandbergeri* E. Phil. untergebracht.

Von Schnecken sind ca. 40 Arten bekannt geworden, worunter zahlreiche alpine Formen (17 Arten), die in den Wengener und Cassianer Schichten, sowie in den Marmolatakalken vorkommen. Es sind aber zumeist indifferente Formen, die wenig geändert durch mehrere Schichten hindurchgehen. Wie Koken (N. Jahrb. f. Min. etc. 1902. I. p. 143) hervorgehoben hat, weisen allerdings die meisten alpinen Typen im oberen Muschelkalk auf die bereits erwähnten Horizonte der alpinen Trias hin; aber genau dasselbe resultiert aus dem Studium der Gastropoden des unteren Muschelkalks in Schlesien. Wenn aus diesem Grunde auch keine Parallelisierungsversuche mit Schichten der alpinen Trias unternommen wurden, so ist doch eine alpine Einwanderung zu dieser Zeit (wohl von Süden her) als sicherstehend anzunehmen. In einer Tabelle habe ich die Fauna nach den bisherigen Untersuchungen zusammengestellt. Es stellt sich dabei heraus, daß von den 81 aufgeführten Formen aus dem mittleren Muschelkalk 21 Formen (17 Arten Gastropoden) ident sind mit solchen der ladinischen Stufe.

Fossilverzeichnis des mittleren Muschelkalks.

1. *Diplopora lotharingica* Ben.
2. *Hyperammina suevica* n. sp.
3. *Spirorbis aberrans* n. sp.
4. *Serpula* sp.
5. Silicispongien (Monactinelliden)
6. *Lingula tenuissima* Br.
7. *Mysidioptera* sp.*
8. *Gervillia costata* Schloth.
8 a. — var. *falcata* n. var.
9. — *subcostata* Goldf.
10. — *(Hoernesia) socialis* Schloth.
11. *Pecten laevigatus* Br.
12. — cf. *liscaviensis* Gieb.
13. — *discites* Br.
14. *Mytilus eduliformis* Schloth. var. *praecursor* Frech.
15. — *suevicus* n. sp.
16. *Modiola* sp. cf. *cristata* Seeb.
17. — *salzstettensis* n. sp.
17 a. — var. *convexa* n. var.
17 b. — var. *elongata* n. var.
17 c. — var. *lata* n. var.
18. *Myophoria laevigata* Alb.
19. — *vulgaris* Schloth.
19 a. — var. *semicostata* n. var.
20. — *intermedia* Schaur.
21. — *transversa* Born.
22. — *germanica* n. sp.
23. — sp.
24. — *Goldfussi* Alb.
25. — *elegans* Dunk.
26. *Myophoriopis Sandbergeri* E. Phil.
26 a. — var. *gregaroides* E. Phil.
26 b. — var. *acuta* n. var.
27. — *nuculiformis* Zenk.

28. *Myophoriopis plana* n. sp.
29. — *gregaria* Mstr.
30. *Myoconcha gastrochaena* Dunk.
31. *Astarte triasina* F. Roem.
32. *Gonodon planum* Mstr.*
33. — sp.
34. — cf. *astartiformis* Mstr.*
35. *Homomya ventricosa* Schloth.
36. — cf. *Kokeni* E. Phil.
37. *Pleuromya compressa* Sandb.
38. *Pleuromya Ecki* E. Phil.
39. *Anoplophora* aff. *lettica* Qu.
40. *Worthenia* cf. *indifferens* Kittl*
41. *Hologyra excelsa* Hauer*
42. — *Eyerichi* Noetl.
43. — *amabilis* n. sp.
44. *Neritaria Mandelslohi* Klipst.*
45. — *candida* Kittl*
46. — *papilio* Stopp.*
47. *Cryptonerita conoidea* J. Böhm*
48. *Naticella acute-costata* sp.*
49. — *Langi* n. sp.
50. *Acilia gracilis* Haeb.*
51. *Ampullina pullula* Qu.
52. *Loxonema Janus* Kittl.*
53. — *multitorquata* Mstr.*
54. — *Hehlii* Ziet.
55. — *Abnobae* n. sp.
56. *Loxonema pyramidata* n. sp.
57. — *(Polygyrina) Lomelli* Mstr.*
58. *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp.*
58a. — var. *brevis* Kittl.*
58b. — var. *lunulata* Stopp.*
59. *Coelostylina Ecki* n. sp.
60. — *signata* Ko.
61. — *gregaria* Schloth.
62. — cf. *Waageni* Kittl.*
63. — *pygmaea* n. sp.
64. — *Vilae* n. sp.
65. *Omphaloptycha gracillima* Ko.
66. — cf. *turris* Stopp.*
67. — *Kepleri* n. sp.
68. — *fusiformis* Ko.
69. — sp.
70. *Trypanostylus Albertii* E. Phil.
71. — *Philippii* n. sp.
72. *Phasianella cingulata* Lbe.*
73. *Euchrysalis germanica* n. sp.
74. *Promathildia Bolina* Mstr.*
75. *Actaeonina alsatica* Ko.
76. — *germanica* Ko.
77. — *Kokeni* n. sp.
78. — *scalaris* Mstr.*
79. *Arcestes* sp.*
80. *Acrodus lateralis* Ag.
81. *Nothosaurus* sp.

* Alpine Formen!

Unterer Trochitenkalk.

Die Fauna des Trochitenkalks ist charakterisiert durch das Vorkommen von *Encrinus liliiformis* und *Myophoria vulgaris*. Zahlreiche Arten der soeben aufgeführten Fauna des mittleren Muschelkalks gehören auch dem Trochitenkalk an. Manche Formen sind nicht mehr nachzuweisen, doch deuten verschiedene Anzeichen darauf hin, daß die alpine Tierwelt teilweise auch im unteren Trochitenkalk noch weiterlebte (Fauna von Marlenheim. E. Koken, Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. Abh. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothr. N. F. H. II. 1898). 12 Arten schlecht erhaltener kleiner Gastropoden ca. 4 m über der Grenze habe ich bereits erwähnt. Im unteren Trochitenkalk bei Pforzheim konnte ich in einer oolithischen Bank Kalkalgen nachweisen, die dichotom verzweigt sind und eine Ringelung der Oberfläche zeigen. Die durch M. Schmidt (Erl. zu Bl. Altensteig, p. 36) zuerst erwähnten verkieselten weißgelben Luma-

chellen mit einer prächtig erhaltenen reichen Fauna (über 25 Arten) sind fast im ganzen Gebiet verbreitet. Ich konnte sie anstehend ebenfalls nicht nachweisen, doch dürften sie über den beschriebenen oolithischen Bänken liegen. Diese Lumachellen sind vor allem interessant durch die Führung von *Myophoria Goldfussi*, dem typischen Leitfossil für oberen Muschelkalk und Lettenkohle (Römlinsdorf, Haiterbach, Ostelsheim, Weil der Stadt). Ich werde auf diese Fauna noch zurückkommen.

Besprechungen.

J. M. van Bemmelen: Die Absorption. Gesammelte Abhandlungen über Kolloide und Absorption von J. M. van Bemmelen. Mit Unterstützung des Verf.'s neu herausgegeben von Dr. Wo. Ostwald. Mit einem Bilde des Verfassers, seiner Biographie und zahlreichen Figuren. 548 p. Dresden 1910. Verlag von Th. Steinkopff. 12 Mk. (Vergl. das Referat im N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. I. -213—232-.)

Die Kolloide gewinnen täglich mehr Bedeutung nicht nur für die Chemie, sondern auch für die Mineralogie. Für die neuen Untersuchungen ist in der Zeitschrift für Chemie und Industrie der Kolloide ein besonderes Organ geschaffen, das auch schon manche Abhandlung aus dem Gebiete der Mineralogie gebracht hat, die Abhandlungen aus der früheren Zeit sind in der Literatur weit zerstreut. Zu den wichtigsten Untersuchungen auf diesem Gebiete gehören die van Bemmelen's, des Begründers der Lehre von der Absorption. Es ist daher sehr zu begrüßen, daß Wo. Ostwald es unternommen hat, die wichtigsten Abhandlungen Bemmelen's in einem Sammelband herauszugeben, wobei er sich der Unterstützung des seitdem verstorbenen Verfassers, der die Arbeiten noch selbst ausgewählt und geordnet hat, zu erfreuen hatte.

Nach der Natur des Werkes erübrigt es sich, auf den Inhalt näher einzugehen, wie es auch einer besonderen Empfehlung nicht bedarf, es genüge, die Interessenten auf das Werk aufmerksam zu machen.

R. Brauns.

Personalia.

Ernannt: Prof. Dr. **Fr. Ed. Suess** zum Ordinarius der Geologie in Wien. — Prof. Dr. **Fr. Kossmat** zum Ordinarius an der Technischen Hochschule in Graz. — Dr. **Ch. R. Eastman** ist als Professor für Paläontologie nach Pittsburgh, Penn. (U. S. A.) berufen, und tritt seine neue Stellung an der dortigen Universität sofort an.

Gestorben: Prof. **Auguste Michel-Lévy** in Paris.

Dr. **Florentino Ameghino**, Direktor des Museo Nacional, am 6. August in Buenos Aires.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die granatreichen Einschlüsse im Basalt des Finkenbergs bei Bonn.

Von F. Zirkel in Bonn.

In einer Abhandlung „Beitrag zur Kenntnis der Granate in vulkanischen Gesteinen und Auswürflingen des Niederrheins“ [1] hat Herr Dr. J. Uhlig verschiedene Glieder dieser Mineralgruppe, wie sie dort auftreten (Melanit, Topazolith, Aplom, Hessonit, Almandin, Grossular nebst Mittelgliedern) eingehend und namentlich auch mit Rücksicht auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht. Zum Schluß werden dabei die im Basalt vom Finkenberg gegenüber Bonn vorgekommenen, hauptsächlich heller oder dunkler fleischfarbigen Einschlüsse behandelt, die in erster Linie aus vorwiegendem Granat mit mehr oder weniger grünem monoklinem Augit, dazu auch noch vielfach Wollastonit bestehen. Diese Einschlüsse wurden zuerst in meiner Schrift „Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten“ [2] besprochen. Gegen meine Beobachtungen selbst macht Uhlig keine Einwendungen; nur in der Deutung der Objekte weicht er ab. Er erklärt sie von vornherein „in weitaus den meisten Fällen“ für Partien von „normalem Kalksilikathornfels“, während sie meines Erachtens nach den dort so verbreiteten Urausscheidungen oder endogenen Einschlüssen zugezählt werden sollten.

Bevor ich mich für die letztere Ansicht als die weit wahrscheinlichere entschied, habe ich nicht unterlassen, jene ja eigentlich a priori recht nahe liegende Auffassung in Erwägung zu ziehen, die jetzt von Uhlig ausgesprochen worden ist. Doch es gesellten sich bei diesen Betrachtungen zahlreiche Momente zueinander, welche sich nur schwer mit der Natur dieser Einschlüsse als Kalksilikathornfels in Einklang bringen ließen, andererseits zugunsten des Ausscheidungs-Charakters sprachen. Da mehrfach den Schlußfolgerungen von Uhlig entgegengetreten werden muß und auch weiterhin noch einige neue Gesichtspunkte betont werden können, so möge es gestattet sein, die beiden abweichenden Ansichten im folgenden gegeneinander abzuwägen; der Kürze halber ist Kalksilikathornfels durch Ks-Hf., Urausscheidung durch U-A. wiedergegeben.

Man kann eigentlich nicht sagen, daß dem bloßen Auge gegenüber das Aussehen der meist feinkörnigen (früher von O. Becker

[1] Habilitationsschrift. Verhandl. d. naturhist. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 67. Jahrg. 1910. p. 307—403.

[2] Abhandl. d. mathem.-phys. Klasse der K. sächs. Ges. d. Wissensch. 28. 1903. p. 143; s. auch weiter dies. Centralbl. 1908. p. 417.

sogar für Zirkonaggregate gehaltenen) Einschlüsse mit ihrem Wechsel verschiedenfarbig gefleckter Stellen, wie er durch die örtliche Konzentration von Gemengteilen hervorgebracht wird, sonderlich mit den typischen Bildern echter Ks-Hornfelse übereinstimmt. So gründet denn auch Uhlig seine Ansicht in erster Linie auf die im Dünnschliff hervortretende Mineralgesellschaft: Kalktongranat, lichter Pyroxen, Wollastonit, „wie sie für Ks-Hf. charakteristisch ist". Daß letzteres der Fall, ist jedermann bekannt, und es war auch für mich anfangs ein Argument, welches mir eine kurze Zeitlang die jetzt von Uhlig vertretene einfache Ansicht nahelegte. Dann häuften sich allerdings die Schwierigkeiten. Sie lagen einmal in der spezielleren mineralischen Zusammensetzung der Einschlüsse.

Es soll kein besonderes Gewicht darauf gelegt werden, daß bisher in den vielen Finkenberger Einschlüssen dieser Art keine Spur eines anderen, für die Ks-Hfe. mindestens ebenso bezeichnenden Minerals gefunden wurde, kein Vesuvian, kein Epidot, Strahlstein, Tremolit, auch nicht Skapolith, Zoisit usw. Das kann, wie auch das Fehlen sonstiger sog. Hornfelse, im Gegensatz zu anderen Erscheinungen auf Zufall beruhen.

Von größerem Belang, wenn auch von Uhlig ganz unberücksichtigt gelassen, ist die Natur der den Granat (und Wollastonit) dort begleitenden Mineralien. Jeder, der Ks-Hf. kennt und nicht zu schweigen vorzieht, wird zugeben, daß die Gegenwart von keineswegs seltenem Orthit, von schönem, namentlich am Rande bräunlich oder violettlich staubigem Apatit, begleitet von Titanit und Quarz für solche Gesteine ganz außergewöhnlich oder vielmehr wohl überhaupt noch nie beobachtet worden ist. Auch der monokline Pyroxen hat ein Ansehen, wie es ihm sonst in normalen Hornfelsen dieser Art fremd ist. Vor allem ist es aber noch der Fund von stecknadelkopfgroßen roten Zirkon-Individuen in den Granatmassen, wodurch letztere ganz aus der Rolle von Ks-Hf. herausfallen. — Wenn, woranf schon früher hingewiesen, in manchen der Einschlüsse der Granat an der rundlichen Peripherie augenfällig entschieden reichlicher ist als im Inneren, so läßt sich dies kaum erklären, wenn es sich um exogene Fragmente von Ks-Hf. handelt.

Nun sind aber die eben genannten akzessorischen Mineralien bemerkenswerterweise solche, die sich außer an den Granat- und Wollastonit-Granatmassen gerade auch an sonst ganz anders gearteten Einschlüssen des Finkenbergs beteiligen, und zwar an Einschlüssen, welche wohl nur als Urausscheidung gelten können. Genau dieselben Orthite, Apatite, Titanite liegen manchmal reichlich in den dunklen Augitknollen, Apatite in den großen Hornblendeaggregaten, Orthit, Apatit und Zirkon vielfach in den Feldspataggregaten; auch die grünen Pyroxene der Granatmassen finden

sich hier ganz übereinstimmend wieder. Das weitverbreitete Auftreten derselben Mineralien in noch anderen Einschlüssen — in den Quarzfeldspatmassen, den reinen Quarzmassen, den Sillimanitpartien — sei hier nicht herangezogen, weil letztere vielleicht noch nicht allseitig als U-A. anerkannt werden.

Was den Granat selbst betrifft, so ist er — abgesehen von den in Rede stehenden Einschlüssen — dem Finkenberger Basalt auch sonst nicht fremd. So hat sich in letzterem als Seltenheit ein schönes rotes Kriställchen, anscheinend ein abgerundetes Ikositetraëder gefunden, das nach Art des Zirkons und Sapphirs ganz isoliert lag (da die Steinbrecher unter den vereinzelten kleinen Einwachsungen vorwiegend nur auf diese beiden ihr besonderes Augenmerk richteten, so ist vielleicht mancher Granat unerkannt geblieben; auch im Basalt vom Ölberg im Siebengebirge werden von Kloos kleine rote Granaten angegeben). Schon früher hatte sich sehr lichter isotroper Granat in einer feldspathaltigen Augitmasse dargeboten, die mit Ks-Hf. nichts zu tun hat. Auch ist nun endlich einmal spärlicher Granat in Olivinpartien beobachtet worden.

Wenn die Finkenberger Granatmassen in ihren Individuen oft sehr reichlich mikroskopische unzweifelhafte Glaseinschlüsse aufweisen, so ist dies dieselbe Erscheinung, wie sie auch von den Individuen der dortigen Augit-, Hornblende-, Enstatit-, Feldspat- u. a. Urausscheidungs-Aggregaten dargeboten wird. Bei einer endogenen Ausscheidung spielen diese hyalinen Inklusionen die Rolle eines unmittelbaren Attributs, aber in einem normalen Ks-Hf. kommen sie sonst nicht vor. Dennoch scheinen sie für Uhlig nicht weiter beachtenswert gewesen zu sein, ja er empfindet keine Verwunderung, wenn er berichtet, daß auch mitten in den granathaltigen Einschlüssen kleinere Glastümpel auftreten. Wer unter diesen Umständen dennoch in den Granatmassen Ks-Hf. erblicken will, der wird zur Annahme der — dort nie beobachteten — mysteriösen „sekundären Glaseinschlüsse" seine wenig erfreuliche Zuflucht nehmen müssen.

Uhlig gibt dann weiter an, unter den Einschlüssen im Finkenberg „unreine Kalksteine bis zu kalksandsteinähnlichen Abarten" gefunden zu haben, in denen er das Material für die „im Tiefenkontakt mit einem Magma" zustande gekommene Bildung von normalem Ks-Hf. erblickt. Mir sind solche Materialien, deren Dasein übrigens nicht gegen die Ausscheidungsnatur der Granatmassen sprechen würde, nicht bekannt geworden. Es sind der Beschreibung nach jedenfalls sehr eigentümliche Kalksteine. Das eine graulich-rötliche Fragment ist ein u. d. M. dicht grau bestäubtes, nur an den Rändern des Präparats besser durchsichtig werdendes Aggregat von Calcit, mit klareren größeren Körnern dazwischen, ferner mit einem Gehalt von einzelnen eckigen Quarz-

körnern, hier und da mit kleinen kräftig grünen Pyroxensäulchen, sogar einmal auch etwas Feldspat — immerhin ein sonderbarer Kalkstein. Das andere grauweiße Objekt ist hauptsächlich ein dicht grau bestäubtes Kalkspataggregat, ganz durchsät mit meist eckigen Quarzkörnern. Und in dieser Masse, die stellenweise „den Charakter kalkreicher Sandsteine hat", finden sich hier und da „Nester mit Plagioklas, Augit und reinerem Kalkspat" — wohl ein Unikum von einem kalkreichen Sandstein und schwerlich ein Prototyp von Kalktongranat-Hornfels.

Die Angabe, daß die Granat- und Wollastonit-haltigen Einschlüsse oft viel fein verteilten staubähnlichen kohlensauren Kalk enthalten, wird von Uhlig bestätigt; er betrachtet ihn größtenteils als einen Rest des ehemaligen Kalksteins, während ich in ihm vor wie nach ein sekundäres Umwandlungsprodukt des Granats (der nach Uhlig's Analyse 32,59 % CaO enthält) und des ebenfalls kalkreichen Wollastonits erblicken möchte. Dadurch erhält auch der verbreitete sekundäre Opal, dessen Gegenwart in einem normalen Ks-Hf. kaum zu deuten ist, seine befriedigende Erklärung.

Nicht recht verständlich ist Uhlig's Schlußfolgerung, wenn er sagt: das Karbonataggregat, in welchem die übrigen Gemengteile gewissermaßen schwimmen, „muß als zweifellos primär angesehen werden, es kann sich nicht erst nachträglich zwischen den anderen Materialien abgesetzt haben, denn würde man es sich fortdenken, so würden diese zusammenhanglos in der Luft schweben". Dann müßte z. B. anderswo auch der Serpentin, in welchem Olivine, Diallage, Granate liegen, als primär zu gelten haben, denn letztere würden gleichfalls in der Luft schweben, wenn man sich die zwischen ihnen befindliche Substanz — das Umwandlungsprodukt derselben — „fortdenkt". Das Karbonat ist eben aus den anderen Gemengteilen hervorgegangen, nicht zwischen ihnen in leere Räume abgesetzt.

Wie gesagt, sind zufolge Uhlig in weitaus den meisten Fällen die granathaltigen Einschlüsse des Finkenbergs normale Ks-Hfe. Gegen den Schluß seiner Arbeit wird aber nun eine ganz abweichende Ansicht danebengestellt, die wohl etwas schärfer von der bisher besprochenen hätte getrennt werden sollen. Nach ihm gibt es nämlich auch Verhältnisse, wo die Sache so liegt, „daß eine Ausscheidung granathaltiger Materialien mit Hilfe des Magmas wahrscheinlich ist"; dies sei wohl nur so zu erklären, daß an Stelle eines völlig resorbierten Einschlusses vom Magma ähnliche Mineralbildungen, wie die vorher aufgelösten, ausgeschieden wurden. „Es handelt sich dann freilich nicht um Urausscheidungen, wie F. Zirkel anzunehmen geneigt ist, sondern um endogene Kontaktbildungen. Damit soll natürlich nichts über die übrigen, von Zirkel als Urausscheidungen angesprochenen Einschlüsse ausgesagt sein." Somit würden also im Finkenberger Basalt zweierlei

Granatmassen eingeschlossen liegen, die einen normale Ks-Hfe., die anderen Rekristallisationsprodukte, hervorgegangen aus der Resorption der ersteren; vergeblich habe ich mich indessen bemüht, aus dem Zusammenhange herauszufinden, welche Erscheinungen es denn waren, die zu der Annahme geleiteten, daß Produkte letzterer Art vorliegen; auch werden diagnostische Gegensätze nicht erwähnt. Ist aber ein solches Nebeneinandervorkommen an sich schon nicht eben wahrscheinlich, so ist auch übersehen worden, zu bedenken, daß die Granatart, um die es sich handelt, bekanntermaßen ein Mineral ist, welches aus seiner eigenen Schmelze gerade nicht wieder herauskristallisieren zu können scheint, sondern nach allen Erfahrungen vermöge einer Spaltung Anorthit, Kalkolivin, Augit, auch wohl Meionit und Melilith liefert. Ganz abgesehen davon möchte ich aber auch dagegen Einspruch erheben, daß Granatmassen, welche etwa auf dem letztgedachten Wege dennoch durch Rekristallisation resorbierten Materials zustande gekommen wären, deshalb aus der Kategorie der U-A.en ausgeschlossen werden müßten. Mit irgend einer Ursache muß es doch zusammenhängen, daß besonders frühe Ausscheidungen oder endogene Einschlüsse vor der eigentlichen Magma-Erstarrung aggregatweise entstehen: mit der örtlichen Koagulation bereits verfestigter Gemengteile, oder mit einer örtlich abweichenden chemischen Zusammensetzung des Magmas. Die letztere aber kann auf verschiedene Weise hervorgebracht werden, darunter auch — vielleicht häufiger als man ahnt — durch Resorption fremder Fragmente. In der Anerkennung eines solchen Vorgangs durch Uhlig könnte ich ja somit immerhin einen entgegenkommenden Schritt erblicken. Übrigens wird die Beurteilung seiner Angaben dadurch erschwert, daß man in vielen Fällen gar nicht weiß, ob sie sich auf seinen normalen Ks-Hf. oder auf das supponierte Rekristallisationsprodukt desselben beziehen.

Wenn es schließlich heißt, daß „die Ks-Hf.-Einschlüsse im Basalt des Finkenbergs noch eine weitere Metamorphose durchgemacht zu haben scheinen — jedenfalls in innigster Berührung mit dem Basaltmagma —, die aus ihnen Plagioklas-Augitgesteine entstehen ließ“, so ist mir ein darauf hinweisendes Material nicht bekannt geworden, indem ich einem a. a. O. S. 132 erwähnten Orthoklas-Plagioklas-Augitaggregat mit Granatgehalt eine solche komplizierte Deutung nicht geben kann. Sollte sich aber etwas Derartiges tatsächlich zugetragen haben, so würde es für die hier behandelte Frage nach der Natur der Einschlüsse gleichgültig sein, denn wenn eine solche Metamorphose an einem Ks-Hf. im Magma hätte erfolgen können, so wäre sie ebensogut an einer übereinstimmend zusammengesetzten U-A. im Magma möglich gewesen.

Bei den genetischen Erwägungen hat es mir auch scheinen wollen, daß die Auffassung der Granataggregate als U-A. sich besonders gut in den Verlauf der magmatischen Prozesse ein-

gliedere. Hier, wo eine so ganz unerhörte Menge von Olivinknollenfragmenten sich findet, wie sie sonst wohl nie wiederkehrt, muß das Magma durch deren Bildung reich an den dabei gar nicht zur Verwendung gelangenden Stoffen, an Al, Ca und Alkalien geworden sein; indem sich dann so einerseits Feldspat, Sillimanit, Sapphir bildeten, gab der Ca- (und Al-) Überschuß Veranlassung zur Ausscheidung von Granat und Wollastonit; durch die Gegenwart der letzteren Massen bietet sich eben eine befriedigende Deutung für den sonst rätselhaft erscheinenden Verbleib des gesteigerten Kalkgehalts. Es ist vielleicht nicht ohne Belang, daß in den Hunderten von Basalten der gegenüberliegenden Eifel sowohl die Olivinmassen als die genannten Ausscheidungen fehlen, wie dies auch in den Basaltregionen Nordwest-Europas der Fall.

Aber dasjenige, was schließlich dazu führte, jede andere Ansicht als die von dem U-A.-Charakter der Granatmassen zu verwerfen, das waren die Umrindungen, die sie um andere Einschlüsse bilden. Der Basalt des Finkenbergs ist — oder wie man vielmehr leider jetzt sagen muß, war — ausgezeichnet nicht nur durch die außerordentliche Menge und übergroße Verschiedenheit seiner Einschlüsse und deren oftmaligen zonenweisen Wechsel in Zusammensetzung und Struktur, sondern auch durch die schon anfangs hervorgehobenen Umrindungen, durch die Erscheinung, daß ein Einschluß dieser oder jener Art umhüllt wird von einem mineralisch ganz abweichenden Material, welches aber als solches auch wiederum für sich anderswo selbständige Einschlüsse bildet; der Basalt legt sich alsdann allseitig herum. Wo derartig beschaffene Körper vorkommen, da liefern sie einen zweifellosen Beweis dafür, daß auf alle Fälle das Rindenmaterial kein exogener fremder Einschluß sein kann, sondern aus dem Basalt selbst entstanden und um seine Ansatzfläche herum zur Ausscheidung gelangt ist. Über sechs verschiedene Fälle dieser Art konnte schließlich in der p. 657 genannten späteren Mitteilung berichtet werden. In zweierlei Weise hat sich auch die fleischrote körnige Granatmasse so als Umrindung gefunden: sowohl mehrfach um ein augithaltiges Quarzfeldspat-Aggregat als einmal um das Bruchstück eines Olivinknollens. Für mich hatte schon das erste Fundstück dieser Art den Nachweis geboten, daß die Granatmasse hier nur direkt aus dem Basalt verfestigt sein kann. Alle Erörterungen im Vorhergehenden sind dadurch eigentlich überflüssig geworden. Uhlig verschweigt, wie ausführlich er sonst auch auf alles eingeht, das Dasein dieser Vorkommnisse und ihre Bedeutung gänzlich; als objektiv kann ein solches Verhalten nicht gelten.

Da hier einmal von dem Finkenberg die Rede ist, so sei noch eine weitere Bemerkung hinzugefügt. In früheren Mitteilungen

habe ich die sehr weitgehende Verbreitung des Zirkons in den verschiedensten dortigen Einschlüssen hervorgehoben; abgesehen von den bekannten, direkt im Basalt liegenden Kristallen finden sich seine makro- oder mikroskopischen, oft hell leuchtend roten Individuen in Feldspataggregaten, in Quarzfeldspatmassen, in Sillimanitbüscheln, in Glimmerknollen, in Apatitknöllchen, in Granatmassen, so daß man hier fast von einer Allgegenwart des Zirkons reden möchte. Indem er sich durch alle diese abweichenden Dinge hindurchzieht, macht er die Auffassung unwahrscheinlich, daß es sich bei letzteren um eine Ansammlung von lauter exogenen Einschlüssen handle, welche, wie verschiedenartig sie auch sein mögen, merkwürdigerweise gerade allesamt Zirkon geführt haben. Auch widerstreitet die Art und Weise des Auftretens der Zirkone gänzlich der Ansicht, daß das Mineral erst unter der Einwirkung des Magmas in solche fremden Materialien nachträglich eingewandert sei. Und so darf man wohl darin ein Argument zugunsten der Ausscheidungs-Natur dieser Aggregate erblicken, indem der dem Magma entstammende Zirkon sich schon bei deren Aufbau aus dem letzteren beteiligt hat.

Etwas Analoges scheint sich nun noch für ein anderes, erst neuerlich vom Finkenberg bekannt gewordenes Mineral darzubieten. Durch R. Brauns[1] wurde das Dasein von Molybdänglanz in verschiedenen Einschlüssen nachgewiesen; abgesehen von einer, ihrer Natur nach noch fraglichen isolierten Partie fand er ihn in Quarzfeldspat-Aggregaten, in derbem Quarz, in derbem Magnetkies, in Olivin-Enstatit-Aggregaten. Vielleicht läßt sich hier ein ähnlicher Schluß in derselben Richtung ziehen, wie er möglicherweise weiterhin dann auch auf den in den Finkenberger Einschlüssen befindlichen Graphit begründet werden könnte.

Chemisch-mineralogische Untersuchungen am Glanzkobalt.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Nachdem es gelungen war, die Konstitution des Arsenkieses[2] und des Glaukodots[3] festzustellen, war es von Interesse, auch einen Repräsentanten der regulären Abteilung in Angriff zu nehmen. Ich wählte zu diesem Zwecke einen Kristall von Glanzkobalt aus, der ganz frei von Einschlüssen erschien. Derselbe stammte ebenso wie der untersuchte Glaukodot von Håkansbo. Es wäre für die Untersuchung sehr vorteilhaft gewesen, wenn die chemische Zusammensetzung ungefähr dieselbe gewesen wäre wie beim Glaukodot. Leider ist dies nicht der Fall; denn während im Glaukodot

[1] Dies. Centralbl. 1908. p. 97.
[2] Dies. Centralbl. 1911. p. 316.
[3] Dies. Centralbl. 1911. p. 411.

auf 1 Atom Kobalt 1 Atom Eisen kommt, tritt im Glanzkobalt das Eisen stark zurück, und dieser Umstand machte sich bei der vergleichenden Untersuchung der beiden Mineralien etwas unangenehm bemerkbar.

Die chemische Analyse führte zu dem folgenden Resultat:

Schwefel	21,48 %
Arsen	42,88 „
Eisen	2,92 „
Kobalt	32,36 „
Nickel	0,32 „
	99,96 %

Der vorliegende Glanzkobalt war also sehr eisenarm. Das Atomverhältnis von Kobalt und Eisen ist

$$Co : Fe = 1 : 0{,}09.$$

Die Destillation im Vakuum der Kathodenstrahlen wurde wie beim Glaukodot durchgeführt; namentlich wurden dieselben Destillationszeiten eingehalten, um vergleichbare Zahlen zu erzielen. Um die Temperaturen genau regulieren zu können, wurden die ersten Destillationen in einem kleinen elektrischen Tiegelofen ausgeführt. Die Temperaturmessung geschah mittels eines Thermoelements aus Platin und Platinrhodium, welches mit einem Galvanometer in Verbindung stand.

Nachdem bis auf Kathodenvakuum gepumpt worden war, wurde vorsichtig erwärmt. Es bildete sich zunächst nur ein rein weißer Beschlag von Arsenigsäureanhydrid (As_4O_6), wobei ein starkes Zurückgehen des Vakuums durch Gasbildung beobachtet wurde. Zur spektroskopischen Untersuchung der auftretenden Gase war ein Schliff mit einem Spektralrohr angebracht, welches gestattete, das Spektrum während des Pumpens zu beobachten. Es zeigte sich ein sehr linienreiches Spektrum, doch war ich bisher nicht in der Lage, seine Natur festzustellen.

Das Auftreten von As_4O_6 beim Beginn der Destillation beweist, daß der Kristall trotz seines ganz frischen Aussehens schon etwas oxydiert war.

Erst beim stärkeren Erhitzen bildete sich ein gelber, später dunkel werdender Beschlag. Nach 10 Stunden ununterbrochener Destillation hatte sich dicht hinter der Erhitzungsflamme ein schwacher, im auffallenden Lichte fast schwarzer, metallisch glänzender Ring gebildet. Im durchfallenden Licht erwies sich derselbe noch stark durchsichtig. Hieran schloß sich eine bräunlich gelbe, undurchsichtige Zone, welche nach der Pumpe zu in einen dünnen, durchsichtigen Hauch auslief, der schöne Newtonsche Farben zeigte. Die Länge des Destillats im Rohr betrug etwa 10 cm. Im allgemeinen fiel bei den Destillationen mit Glanzkobalt die hellere Farbe der Destillate auf, die durch das Über-

wiegen von Schwefel und Schwefelarsen zu erklären ist, während das metallische Arsen mehr zurücktritt.

Während beim Glaukodot nach 10 Stunden die Vakuumdestillation nahezu beendet war, geht dieselbe hier noch stundenlang weiter. Nach weiteren 6 Stunden wurde das zweite Destillat abgeschnitten und die Destillation noch 21 Stunden fortgesetzt. Da sich in den letzten 15 Stunden nur ein ganz unbedeutender Beschlag gebildet hatte, wurde die Destillation ohne Rösten nunmehr als beendet angesehen und mit dem Rösten begonnen. Das abwechselnde Rösten und Pumpen dauerte 5 Stunden. Da das Rohr dann zuschmolz, mußte der Versuch abgebrochen werden.

Die mit dem Thermoelement beobachteten Temperaturen erwiesen sich als unbrauchbar, weil eine ganz geringe Verschiebung desselben sehr starke Schwankungen verursachte. Außerdem war die Erwärmung des Mineralpulvers keine gleichmäßige, weil der Ofen nur vom Boden aus angeheizt wurde.

Nach dem ersten Rösten ließ ich das Rohr erkalten und dann längere Zeit im Vakuum stehen. Sobald erhitzt wurde, trat eine deutliche Gasentwicklung ein. Dieselbe wird wahrscheinlich durch die Einwirkung von Arsenigsäureanhydrid auf die vorhandenen Sulfide hervorgebracht, welche sich unter Bildung von Schwefeldioxyd oxydieren dürften.

Die Analyse der vier Destillate ergab folgende Resultate:

	10 Stunden	6 weitere Stunden	21 weitere Stunden	weitere 5 St. Rösten
freier Schwefel	0,20 %	0.59 %	0,05 %	0,13 %
gebundener Schwefel	3,41 „	1,78 „	0.14 „	0,20 „
amorphes Arsen	1,83 „	2,02 „	0,31 „	0,59 „
metallisches und gebundenes Arsen	7,89 „	—	—	—
als As_4O_6 destilliertes Arsen	—	0,11 „	0.02 „	1,38 „
Gesamt-Schwefel	3,61 „	2.37 „	0,19 „	0,33 „
Gesamt-Arsen	9,72 „	—	—	—

Die Zahlen sind mit Ausnahme der für den freien Schwefel gefundenen höher als beim Glaukodot. Besonders auffallend ist der hohe Gehalt an gebundenem Schwefel, der beim Glanzkobalt mehr als das Fünffache beträgt, während der freie Schwefel sehr stark hinter dem des Glaukodots zurückbleibt.

Einen einigermaßen sicheren Einblick in die Konstitution des Glanzkobalts geben die ermittelten Daten noch nicht. Da die Destillationsrohre wiederholt schmolzen, muß angenommen werden, daß die Versuchstemperatur höher war als bei den entsprechenden Versuchen mit Glaukodot. Es war daher unerläßlich, noch Beobachtungen bei etwas tieferer Temperatur anzustellen. Leider stand mir ein elektrischer Röhrenofen mit gürtelförmiger Erhitzungszone nicht zur Verfügung, und so mußte ich wieder zur

Erhitzung durch Gas zurückkehren. Auch mußte auf die Messung der Versuchstemperatur verzichtet werden.

Es wurde nunmehr 10 Stunden mit Gasheizung destilliert, wobei sich dieselben Erscheinungen wiederholten. Der Versuch konnte nicht weiter fortgesetzt werden, da das Destillationsrohr beim Abkühlen zersprang. Die nächste Destillation wurde auf 31 Stunden ausgedehnt und daran schloß sich das abwechselnde Rösten und Pumpen, welches 52 Stunden fortgeführt wurde. Es hatte sich außer dem Destillat, welches zur Analyse verwandt wurde, noch ein äußerst schwacher, dunkler und glänzender Hauch im Destillationsrohr gebildet, welcher sich bis zur Pumpe fortsetzte. Auch in der Pumpe selbst trat im oberen Teil des Fallrohrs, wo das Gas abgesaugt wird, ein dunkler Belag auf.

Die Analysenresultate waren die folgenden:

	10 Stunden Gas	31 Stunden Gas
freier Schwefel	0,22 %	0,12 %
gebundener Schwefel	0,50 „	0,64 „
amorphes Arsen	0,91 „	0,28 „
metall. u. gebund. Arsen	4,62 „	3,31 „
Gesamt-Schwefel	0,72 „	0,76 „
Gesamt-Arsen	5,53 „	3,59 „

Das mit Rösten gewonnene Destillat enthielt:

Schwefel	2,12 %
Arsen	10,41 „

Aus diesen Versuchsreihen ist die Abhängigkeit der Menge des Destillats von der Temperatur zu ersehen: Es ist in 10 Stunden viel mehr überdestilliert als in 31 Stunden. Bemerkenswert ist bei den im übrigen sehr erheblichen Unterschieden der beiden Vakuumdestillationen die Übereinstimmung im abdestillierten Schwefel.

Das Gesamtbild ist jedoch auch durch diese Versuche nicht klarer geworden. Offenbar war die im elektrischen Ofen erzielte Temperatur noch beträchtlich höher, als die des 10-Stunden-Destillats, denn das abdestillierte Arsen ist im elektrischen Ofen fast doppelt so hoch. Noch auffallender ist der hohe Gehalt an gebundenem Schwefel (Schwefelarsen), der fast siebenmal so hoch ist als im 10-Stunden-Destillat. Es muß hieraus geschlossen werden, daß nicht nur die Geschwindigkeit, sondern auch die Art der Zersetzung — soweit der Schwefel in Betracht kommt — bei hoher Temperatur eine wesentlich verschiedene ist.

Um den Einfluß der Temperatur auf die Versuchsresultate auszuschalten, unternahm ich nunmehr noch eine Doppeldestillation von Glaukodot und Glanzkobalt.

Von beiden Mineralien wurden 0,25 g zum Versuch genommen. Die beiden ganz gleichen Destillationsrohre, welche in zwei dicht

nebeneinander befindliche Schliffe eingesetzt waren, wurden am Ende mit Kupferblech umwickelt. Über die beiden umwickelten Enden wurde ein gemeinsames Kupferrohr geschoben, so daß die darunter gestellte Flamme die beiden Destillationsrohre ganz gleichmäßig erhitzte. Da beide Rohre an dieselbe Quecksilberpumpe angeschlossen waren, so befanden sie sich stets unter gleich hohem Vakuum. Die Versuchsbedingungen waren nunmehr völlig gleiche. Nachdem bis auf Kathodenvakuum ausgepumpt war, wurde mit mässiger Flamme erhitzt. Schon nach 15 Minuten hatte sich beim Glanzkobalt ein deutlicher, rein weißer Beschlag von As_4O_6 gebildet, und dieser war noch unverändert, als nach 16 Stunden die Destillation unterbrochen wurde. Es hatte mithin der Kobaltglanz bei der angewandten Versuchstemperatur keine Zersetzung erfahren, vielmehr war nur das durch Oxydation bereits vorgebildete As_4O_6 abdestilliert.

Der Glaukodot ergab ein gelblichweißes Destillat von As_4O_6, gemischt mit Schwefel, welches sich dicht hinter dem Kupferrohr rasch bräunte und schließlich fast schwarz wurde. Ein ganz schwacher Anflug setzte sich bis zur Pumpe fort. Dieselbe Wärme, welche für die Zersetzung des Glanzkobalts nicht ausreichte, hatte beträchtliche Mengen von Glaukodot zerlegt.

Die Analyse ergab folgendes Resultat:

	16 Stunden mäßig erhitzt	
	Glaukodot	Glanzkobalt
freier Schwefel	0,03 %	0,00 %
amorphes Arsen	0,10 „	0,00 „
als As_4O_6 dest. Arsen	0,54 „	0,15 „
metall. und gebund. Arsen . . .	0,13 „	0,00 „
Gesamtarsen	0,77 „	0,15 „

Nachdem die beiden Destillationsrückstände an neue Rohre angeschmolzen waren, wurde unter sonst gleichen Bedingungen zum abwechselnden Pumpen und Rösten übergegangen. Um die Destillation möglichst zu beschleunigen, wurde von Anfang an mit starker Flamme erhitzt.

Schon während des Röstens tritt in beiden Rohren ein weißer Beschlag von As_4O_6 auf, welcher beim Pumpen stärker wird. Während er jedoch beim Glanzkobalt rein weiß bleibt, nimmt er beim Glaukodot rasch eine dunkle Farbe an. Noch nach 22stündigem Rösten ist das Bild unverändert. Erst nachdem durch Höherstellen der Flamme die Temperatur gesteigert worden war, färbte sich das bis dahin schneeweiße Destillat des Glanzkobalts bräunlich bis schwarz. Nach 46stündigem Erhitzen wurden die Kupferumhüllungen etwa 2 cm zurückgezogen. Die Destillationsrohre waren jetzt 2 cm weit frei von Destillat. Nach 6 stundenlangem Rösten und Pumpen hatte sich beim Glaukodot noch ein

neuer, brauner Beschlag gebildet, während beim Glanzkobalt keine Spur von Destillat auftrat.

Analysenresultat:

	52stündiges Rösten	
	Glaukodot	Glanzkobalt
freier Schwefel	0,42 %	0,13 %
gebundener Schwefel	1,37 „	0,17 „
amorphes Arsen	1,22 „	0,51 „
metall. und geb. Arsen	2,93 „	Spur
als As_4O_6 destill. Arsen	22,27 „	15,73 „
Gesamt-Schwefel	1,79 „	0,30 „
Gesamt-Arsen	27,42 „	16,24 „

Ebenso wie bei der Vakuumdestillation erwies sich auch beim Rösten der Kobaltglanz viel widerstandsfähiger als der Glaukodot. Während sich durch den Röstprozeß bei Glanzkobalt nur 15,73 % Arsen zu As_4O_6 oxydierten, lieferte der Glaukodot 22,27 % Arsen in derselben Form. Der abdestillierte Schwefel ist beim Glaukodot 6mal so groß als beim Glanzkobalt.

Einen wertvollen Einblick in die Zusammensetzung des Glanzkobalts gestattet der überdestillierte Schwefel. 5 Stunden Rösten im elektrischen Ofen hatten 0,13 % freien und 0,20 % gebundenen Schwefel ergeben, während bei der Doppeldestillation bei 52stündigem Rösten 0,13 % freier und 0,17 % gebundener Schwefel gefunden wurde. Bei beiden Versuchen sind trotz ihrer ganz verschiedenen Dauer die gleichen Mengen Schwefel abdestilliert. Man könnte meinen, daß dieses Resultat dadurch bedingt sei, daß bei der höheren Temperatur des elektrischen Ofens zufällig in 10 Stunden ebensoviel Schwefel verdampft war, als in 52 Stunden mit Gasheizung. Wäre diese Erklärung zutreffend, dann könnten unmöglich im elektrischen Ofen bei demselben Versuch nur 1,38 % Arsen als As_4O_6 überdestilliert sein, während bei Gasheizung eine 11mal größere Menge resultierte.

Diese auffallende Gleichheit des destillierten Schwefels unter so verschiedenen Versuchsbedingungen rührt wahrscheinlich von einer begrenzten Beimengung her, welche beim Rösten und Destillieren eine genau begrenzte Menge Schwefel verliert. Eine derartige Substanz könnte das Eisenbisulfid in Form von Pyrit sein. In der Tat wird diese Vermutung bestätigt durch die unten angegebenen Analysenresultate. Dividiert man die Prozente durch die entsprechenden Atomgewichte, so ergeben sich 0,67 Atome Schwefel, 0,57 Atome Arsen und $0,05 + 0,55 + 0,01 = 0,61$ Atome (Fe, Co, Ni). Das Atomverhältnis weicht also recht beträchtlich von dem durch die Formel geforderten Verhältnis S : As : (Fe Co Ni) = 1 : 1 : 1 ab. Nach Abzug der 2,92 % Fe mit den dazu gehörigen 3,34 % S ergeben sich für den Kobaltglanz die folgenden Zahlen:

Schwefel	18,14 %	oder auf 100 berechnet:	19,36 %
Arsen	42,88 „		45,76 „
Kobalt	32,36 „		34,54 „
Nickel	0,32 „		0,34 „
	93,70 %		100,00 %

Die umgerechnete prozentuale Zusammensetzung gibt das Atomverhältnis

S : As : (Co Ni) = 0,60 : 0,61 : 0,60 = 1,0 : 1,0 : 1,0.

An der Richtigkeit der Annahme, daß das Eisen, sowie ein Teil des Schwefels nicht in die Formel des Glanzkobalts gehören, sondern als Pyrit beigemengt sind, kann hiernach kaum noch gezweifelt werden. Der Kobaltglanz von Håkansbo ist (von dem geringen Ni-Gehalt abgesehen) ein reines Sulfarsenid von Kobalt.

Um festzustellen, ob die bereits bekannten Analysen von Kobaltglanz anderer Fundorte[1] zu dem gleichen Ergebnis führen, wurden zunächst die Atomverhältnisse berechnet. Schon eine oberflächliche Schätzung der Atomzahlen läßt erkennen, daß in der Mehrzahl der Fälle nicht das ganze Eisen in Abzug gebracht werden kann. Ich habe daher für die Umrechnung dieselbe Methode gewählt, die schon Schnabel und Rammelsberg[2] für die Korrektion ihrer Analysen in Anwendung gebracht hatten.

Bei dem Kobaltglanz von Morgenröte bei Eisern (No. 3 der Tabelle) erwähnt Rammelsberg, daß das Analysenresultat nach Abzug von Schwefelkies erhalten sei. Es handelte sich in diesem Falle um einen Kobaltglanz, der Pyrit sichtlich beigemengt enthielt, und dieser mußte naturgemäß in Abzug gebracht werden. Jedoch wurde nicht das ganze in der Analyse gefundene Eisen als S_2Fe abgerechnet, sondern nur diejenige Menge, die auf ein richtiges Atomverhältnis führte. Später hat man S_2Fe auch dann in Abzug gebracht, wenn keine sichtbare Beimengung von Pyrit vorhanden war. Es geht dies aus folgender Bemerkung von Rammelsberg[2] hervor, die sich auf einen sogen. Stahlkies von Siegen bezieht: „Da dies Erz nicht von Schwefelkies begleitet wird, so bestätigt dies den Schluß, daß die Kobalterze von Siegen im allgemeinen stets aus Glanzkobalt bestehen, wenn man auch bei ihnen das Resultat erst nach Abrechnung von Schwefelkies erhält."

Nach diesem Verfahren (es wird soviel Schwefel als S_2Fe abgezogen, daß das Atomverhältnis von S : As = 1 : 1 wird) habe ich die mir zugänglichen Analysen umgerechnet, wobei ich in der Tat bei einer Reihe derselben das theoretisch geforderte Atomverhältnis S : As : (Co Fe) = 1 : 1 : 1 erhielt. Die umgerechneten (durch ein beigefügtes a gekennzeichneten Analysen) befinden sich

[1] Hintze, Handbuch d. Mineralogie S. 778—779.

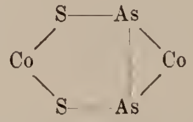
[2] Rammelsberg, Mineralchemie. 4. Suppl. 1849. p. 116.

unter den Originalanalysen. Auf einen eisenfreien Kobaltglanz führt diese Art der Umrechnung in keinem Falle, doch erscheint es nicht ausgeschlossen, daß die beiden eisenärmsten (No. 7 u. 8 von Skutterud) in Wirklichkeit eisenfrei sind. Man darf nämlich nicht vergessen, daß sich ein kleiner Teil des Arsens (wie in allen bis jetzt ausgeführten Vakuumdestillationen zu erkennen war) in der Form von As_4O_6 findet, und daß sicherlich auch schon vorher Arsen als Arsenigsäureanhydrid weggewaschen worden ist. Es wird daher bei der Umrechnung (nach Rammelsberg), weil sie die Arsenprozente als Ausgangspunkt benutzt, zu wenig S_2Fe in Abzug gebracht. Hierdurch erklärt sich vielleicht der geringe Eisengehalt von 1,84 und 1,89 % in diesen beiden Kobaltglanzen. Rechnet man diese beiden Analysen so um, daß alles Eisen als S_2Fe abgezogen wird, so ergeben sich die unter 7 b und 8 b in der Tabelle angeführten Resultate. Sie beweisen, daß die Atomverhältnisse auch nach dieser Umrechnung nicht erheblich von dem theoretischen Werte abweichen. Der Vollständigkeit wegen habe ich auch meine Analyse des Glanzkobalts von Håkansbo in der Tabelle aufgeführt unter Zufügung der Umrechnung nach Abzug des gesamten Eisens (b) und des dem Arsen entsprechenden Anteiles (a).

Nur die Analysen 10—16 ließen sich auf ein richtiges Atomverhältnis nicht zurückführen, was sich durch unreines Material oder durch ungenaue Ausführung der Analysen erklären dürfte.

Als reines Sulfarsenit des Kobalts $S_2As_2Co_2$ ist demnach der Kobaltglanz von Håkansbo anzusprechen, dem sich vielleicht auch die beiden Kobaltglanze von Skutterud zugesellen. Die Mehrzahl jedoch wird von eisenhaltigen Kobaltglanzen gebildet. Dieselben würden als Mischungen von $S_2As_2Co_2$ mit $S_2As_2Fe_2$ zu betrachten sein. In den nickelhaltigen müßte außerdem noch die Verbindung $S_2As_2Ni_2$ angenommen werden.

Was nun die Konstitution des Kobaltglanzes anbelangt, so wird zunächst die Frage aufzuwerfen sein, ob er ebenso struiert ist wie der Arsenkies und der Glaukodot. In diesem Falle würde sich die Formel

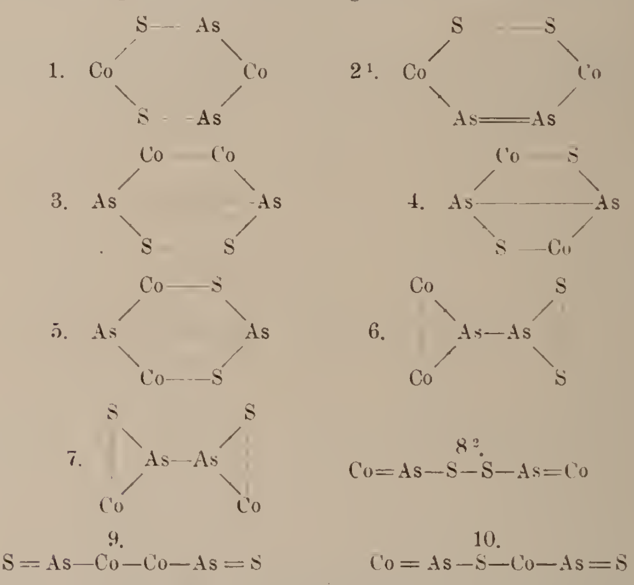


ergeben. Das Fehlen von Schwefel und Arsen in der Doppeldestillation ohne Rösten ist mit dieser Formel nicht in Einklang zu bringen. Das Fehlen des Arsens ist unverständlich, denn es ist nicht einzusehen, weshalb sich die Gruppe As_2Co im Glaukodot zersetzen sollte, aber nicht im Glanzkobalt. Die Gruppe As_2Co kann daher im Glanzkobalt nicht vorhanden sein. Ebenso beweist das Fehlen von Schwefel im Destillat, daß auch die Gruppe S_2Co

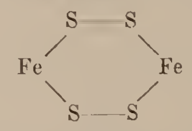
	S	As	Co	Fe	Verschiedenes	Summe	S : As : (Co Fe)
1. Philippshoffnung, Schnabel	19,10	44,75	29,77	6,38		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
2. " "	23,93	37,13	24,70	12,36	1,20 Gangart	99,32	1,5 : 1,0 : 1,3
2a. " "	18,91	45,00	29,93	6,16		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
3. Morgenröte, Schnabel	19,35	45,31	33,71	1,62		99,99	1,0 : 1,0 : 1,0
4. Oravicza, A. v. Hubert	19,75	44,13	30,37	5,75		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
5. " Patera	19,78	43,63	32,02	4,56		99,99	1,1 : 1,0 : 1,1
5a. " "	18,95	44,72	32,81	3,52		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
6. Nordmarken, Flink	20,23	44,77	29,17	4,72	1,68 Ni	100,57	1,0 : 1,0 : 1,0
7. Skutterud, Stromeyer	20,08	43,46	33,10	3,23		99,87	1,1 : 1,0 : 1,1
7a. " "	19,08	44,86	34,17	1,89		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
7b. " "	17,63	46,76	35,61	—		100,00	1,0 : 1,1 : 1,1
8. Skutterud, Ebbinghaus	20,25	42,97	32,07	3,42	1,63 Quarz	100,34	1,1 : 1,0 : 1,0
8a. " "	19,27	45,17	33,72	1,84		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
8b. " "	17,87	47,03	35,10	—		100,00	1,0 : 1,1 : 1,06
9. Khetri Gruben (Jaipur), Mallet	19,46	43,87	28,30	7,83	Sb, Ni Spur, 0,8 Gangart	100,26	1,1 : 1,0 : 1,1
9a. " " " "	18,94	44,92	28,98	7,16		100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
10. Hôkansbo, Beutell	21,48	42,88	32,36	2,92	0,32 Ni	99,96	1,2 : 1,0 : 1,1
10a. " "	19,45	45,62	34,44	0,12	0,37 "	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
10b. " "	19,36	45,76	34,54	—	0,31 "	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0
11. Oravicza, Maderspach	20,19	48,49	26,89	4,43		100,00	1,2 : 1,2 : 1,0
12. Tunaberg, Riegel	19,66	47,15	30,03	2,56	0,01 Cu, 0,59 Pb	100,00	1,1 : 1,1 : 1,0
13. Schladming, Mc. Cay	18,73	43,12	29,20	5,30	3,20 Ni	99,55	1,0 : 1,0 : 1,1
14. Tambillos (Coquimbo), Domeyko	16,64	52,35	16,57	14,30		99,86	1,0 : 1,4 : 1,0
15. Buitre, "	18,60	42,70	27,50	11,50		100,30	1,0 : 1,0 : 1,2
16. Nördl. Ontario, J. S. de Lury[1]	20,73	44,55	29,10	4,55	0,97 Ni	99,90	1,1 : 1,0 : 1,0

[1] Am. Journ. Sc. 1906. **21.** p. 275—276. Zeitschr. f. Krist. 1908. **44.** p. 532.

im Glanzkobalt nicht auftritt. Hieraus folgt, daß die Konstitution anders ist als die des Glaukodots und Arsenkieses. Für die Substanz $S_2As_2Co_2$ gibt es eine ganze Reihe möglicher Formeln, wie sich aus der folgenden Übersicht ergibt:



Von der Formel No. 1 muß aus den oben angeführten Gründen abgesehen werden. Von den übrigen Formeln scheiden diejenigen aus, welche für Sulfide unmöglich sind, d. h. deren Arsen sich nicht durch Schwefel ersetzen läßt. Denn wenn man an dem Isodimorphismus der hierher gehörigen Sulfide und Sulfarsenide festhält, so müssen die isomorphen Sulfide und Sulfarsenide dieselbe Konstitution besitzen. Die Konstitutionsformel des Arsenkieses wie die des Glaukodots muß sich auch auf den Markasit anwenden lassen, d. h. dem Markasit müßte die Formel



zukommen.

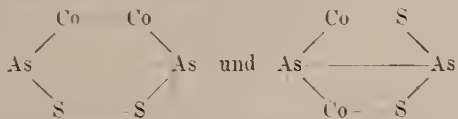
Durch diese Betrachtung erledigen sich alle Formeln, die nicht ringförmig gebaut sind, da sie die Anwesenheit von zwei

[1] Entspricht der Formel von Groth, Tab. Übers. 1898. p. 21. Hintze, Handbuch der Mineralogie. Liefg. 17. p. 714.

[2] Gleicht der von Starke, Shock und Edgar Smith für den Arsenkies aufgestellten Formel. Journ. Am. Chem. Soc. 1897. **19.** p. 948. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 10. — Hintze, Handb. d. Min. Lfg. 17. p. 715.

dreiwertigen Arsenatomen zur Voraussetzung haben. Sie sind für Sulfide unmöglich. Es kommen somit nur noch die vier Formeln 2—5 in Betracht. Nachdem sich herausgestellt hat, daß Glaukodot und Kobaltglanz nicht dieselbe Konstitution besitzen, wäre es höchst unwahrscheinlich, dies für Markasit und Pyrit vorauszusetzen. Vielmehr muß auch dem Markasit und Pyrit eine verschiedene Konstitution zugeschrieben werden.

Mit dieser Annahme scheiden auch die Formeln 2 und 4 aus, da sie auf die oben aufgestellte Markasitformel der rhombischen Abteilung führen, wenn Arsen und Kobalt durch Schwefel und Eisen ersetzt werden. Somit bleiben zur engeren Wahl für den Kobaltglanz nur noch die beiden Formeln



Eine sichere Entscheidung läßt sich zunächst noch nicht treffen, jedoch spricht der hohe Gehalt an gebundenem Schwefel (Arsensulfid), welchen einige Destillate aufwiesen, mehr für die zweite Formel, da sie die Gruppe S_2As enthält. Es ist zu hoffen, daß Untersuchungen am Markasit und Pyrit, welche bereits im Gange sind, einen Rückschluß auf die Konstitution des Kobaltglanzes gestatten werden.

Immerhin ist die Tatsache, daß der Kobaltglanz eine vom Arsenkies und Glaukodot verschiedene Konstitution besitzt, von Wichtigkeit, denn sie führt die Dimorphie auf Isomerie zurück.

Breslau, Mineral. Institut der Universität, Juli 1911.

Sandar, Sander, Sandur oder Sandr?

Von Dr. **Hans Spethmann.**

Nachdem K. Keilhack den Begriff eines „Sandr“ in die glazialmorphologische Literatur eingeführt hatte, war das Wort in der Form „Sandr“ gang und gäbe gewesen bis zum Erscheinen der Generalstabskarten über das isländische Südland, in denen man überall die Schreibart „Sandur“ verzeichnet sah. Ich habe seinerzeit, nachdem ich auch auf Island nirgends eine an „Sandr“ anklingende Aussprache gehört hatte, mehrfach gelegentlich darauf hingewiesen, daß es besser sei, „Sandur“ zu schreiben, und mich seitdem dieser Schreibweise bedient[1]. Einige Male bin ich ihr

[1] H. Spethmann, Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. geogr. Ges. Lübeck. 22. p. 13. Lübeck 1908. — „Härtling“ für monadnok. Dies. Centralbl. 1908. p. 747. — Der Begriff „Caldera“. Globus. 95. p. 255. Braunschweig 1909.

alsdann auch bei einigen anderen Autoren begegnet, so neuerdings in einer Schrift von P. G. Krause in den Jahrbüchern der preuß. geol. Landesanstalt [1].

Gleichzeitig stellten sich in den letzten Jahren aber auch einige andere Schreibformen ein. So braucht Lepsius in seiner Geologie von Deutschland (2. 1910) „Sandar", und hier und da trifft man in der Literatur auf ein „Sander" [2]. Auch die unschöne Pluralform „Sandrn" ist anzutreffen [3]. Ferner schwankt das Geschlecht, man liest der und das Sandr.

Bei dieser zweifellosen Unklarheit sind vielleicht die folgenden Bemerkungen am Platze.

Die gegenwärtige Schreibung auf Island ist „Sandur". „Sandr" ist eine altisländische Form, die niemand mehr braucht und die genau so wie „Sandur" ausgesprochen wurde, etwa gleich ssandür. Das Geschlecht ist männlich. Ich verdanke diese Mitteilungen den Herren Prof. Th. Thoroddsen in Kopenhagen und Prof. A. Gebhardt in Erlangen.

Die Schreibart „Sandar", der sich meines Wissens nur Lepsius bedient, beruht auf einem Irrtum. Sie ist der Nom. Plur. und findet sich deshalb ab und zu in Thoroddsen's deutschem Werk: Island (Petermann's Ergänzungshefte No. 152 und 153. Gotha 1905 und 1906). Als Isländer hat es natürlich dem Empfinden Thoroddsen's widerstanden, den Plural „die Sandur" zu schreiben, sondern er hat das Wort richtig dekliniert. „Sander" steht phonetisch dem isländischen zwar etwas nahe, doch liegt gar kein Grund vor, bei der Übernahme eines ausländischen Namens eine derartige Änderung zur Angabe der Aussprache anzubringen, zumal, wenn sie nicht ganz der Wirklichkeit entspricht. Es kommen also überhaupt nur „Sandr" und „Sandur" als Schreibformen in Betracht. Da gegen „Sandr" spricht, daß es erstens

---

[1] P. G. Krause, Über Oser in Ostpreußen. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **32**. p. 77. Berlin 1911.

[2] Z. B. in P. Friedrich, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Schulprogramm, Lübeck 1909. Meine Besprechung dieser Schrift im Globus (**96**. p. 143 und 144) hat Angriffe von seiten Friedrich's erfahren. (Beiträge zur Geologie Lübecks. Mitt. geogr. Ges. **24**. Lübeck 1910). Besonders hebt er tadelnd und durch fetten Druck hervor, daß ich eine Angabe über die Tiefe des Bohrloches in der Schwefelsäurefabrik bei Dänischburg beanstandet habe, die jetzt von ihm mit 34 m, früher aber mit 33,76 m verzeichnet sei. Was mir neben anderen unrichtigen Zahlen auffiel, war die Mitteilung, daß das Bohrloch 3 m über NN. beginnt und 25 m unter NN. endet, dabei aber eine Tiefe von 34 m besitzen soll.

[3] Z. B. K. Olbricht, Die Einteilung und Beschreibung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland. Dies. Centralbl. 1911. p. 514.

gegenwärtig ganz ungebräuchlich ist und zweitens nicht so ausgesprochen wird, wie man meistens gemäß seiner Schreibweise annimmt, sondern wie das heutzutage gebräuchliche „Sandur“, das auf alle Fälle eine richtige Bezeichnung ist, so halte ich es am ratsamsten, **„Der Sandur“** zu schreiben. Den Plural des Wortes wird man am besten unverändert bilden, da er sich durch den Artikel ja leicht klar ausdrücken läßt.

Greifswald, den 15. September 1911.

Zur Frage der Deckenüberschiebung des Iberger Kalkes bei Grund im Harz.

Von **E. Harbort**, Berlin.

O. A. Welter[1] hat neuerdings versucht, die Theorie der Deckenüberschiebungen von den alpinen Verhältnissen auf den Oberharz zu übertragen und die Behauptung aufgestellt, daß die fremdartige Faziesausbildung des Iberger Kalkes zu der Annahme dränge, daß der Iberger Kalkstock nicht an Ort und Stelle abgelagert sei, sondern eine von weit her, aus anderen Faziesgebieten auf den gefalteten Untergrund des mittleren Devons und Culms aufgeschobene Klippe.

Die Gründe, welche den Verfasser zu dieser Auffassung veranlaßten, die im Gegensatz steht zu der alten von Kayser, von v. Groddeck, Klockmann, Beushausen u. a. vertretenen Horsttheorie, sind kurz folgende:

1. Im Norden und im Nordosten scheinen die Culmschichten überall den Kalk zu unterteufen.

2. Die koralligene Fazies des unteren Oberdevons vom Winter- und Iberge steht völlig isoliert da im Oberharz und ist von dem faziell abweichenden Oberdevon von Lautenthal nur 5 km entfernt.

3. Auch der Culmkalk des Iberges bildet ein analoges isoliertes Vorkommen einer Kohlenkalkfazies inmitten eines einförmigen Culm-Grauwackengebietes.

4. Schleppungserscheinungen von abgesunkenen Partien gegen den Horst können nicht beobachtet werden.

5. Die intensive Faltung, welche die Culmschiefer zeigen, müßte auch Erscheinungen im Kalkstock des Iberges zurückgelassen haben.

Aus allen diesen Gründen glaubt der Verf. die autochthone Natur des Iberger Kalkes leugnen und dafür die Hypothese auf-

[1] O. A. Welter, Über die Deutung des Iberges bei Grund im Harze. Sitzungsber. d. niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn. 1910. p. 1—7. Ferner Sitzungsber. Geol. Vereinigung. Geologische Rundschau Bd. 1. 1910. p. 238.

stellen zu müssen, daß der Iberg ein wurzelloser Erosionsrest einer Überschiebungsdecke sei, die von weit her aus einem anderen Faziesgebiet zur Zeit der Auffaltung der Harzschichten in die Gegend des Iberges geschoben wurde.

Meines Erachtens scheinen die von Welter angeführten Gründe für die Annahme einer Deckenüberschiebung vielfach nicht zutreffend zu sein, keineswegs aber auszureichen, um eine Theorie von derartig weittragender Bedeutung für die Tektonik des Harzes aufzustellen.

Was den ersten Punkt anlangt, die Auflagerung des Iberger Kalkes auf gefaltete Culmschichten, so widerspricht dieselbe durchaus nicht der alten Horsttheorie, denn der Iberger Kalk ist nicht aufzufassen als ein Horst in dem Sinne, daß er ein stehen gebliebenes Massiv darstellt, an dem die jüngeren Schichten ringsherum abgesunken sind, sondern als ein durch die jüngeren Schichten hindurchgepreßter Horst, ein Aufpressungshorst, eine Deutung, die auch von den älteren Autoren gegeben wurde. Daß der Iberger Kalk dabei stellenweise über die jüngeren Culmschichten geschoben wurde und gelegentlich auch mit Culmschichten verfaltet werden konnte, ist sehr wahrscheinlich. Ferner scheint mir aber die Tatsache, daß neben solchen Überschiebungsflächen vorwiegend steil einfallende Verwerfungen den Iberger Kalkstock begrenzen, einfacher durch die Horsttheorie erklärt zu werden, als durch die Deckenüberschiebungstheorie. Von letzterer würde ich ohne weiteres überzeugt sein, wenn überall rings um den Iberg herum die Überlagerung des oberdevonischen Kalkes auf Culmschichten zu beobachten wäre. Das ist aber bekanntlich nicht der Fall, sondern der Bergbau hat wiederholt die mehr oder weniger steil einfallenden Verwerfungsflächen von Iberger Kalk gegen Culm durchfahren.

Schon v. Groddeck und Rittershaus haben den Nachweis erbracht, daß die Culmschichten wenigstens am SW-Hange des Iberges am Kalkstock abschneiden. Es wurden u. a. der Knesebeck-Flügelort und der Magdeburger Stollen, die im Culm angesetzt waren, in den Kalkstock des Iberges hinein vorgetrieben, und zwar gelangte der Knesebeck-Flügelort etwa 200 m früher, als man nach der Begrenzung des Kalkes über Tage erwarten sollte, in den Iberger Kalk, ein Beweis, daß die Aufschiebungs- bezw. Durchschiebungsfläche des Kalkstockes hier ziemlich steil mit dem Gehänge einfällt.

Die auffällige Faziesverschiedenheit des Iberger Korallenstockes gegenüber der sonstigen Ausbildung des Oberdevons im Harz als Adorfer Kalk, Büdesheimer Schiefer, Cypridinenschiefer usw. steht aber meines Erachtens keineswegs der Annahme einer autochthonen Bildung des Iberger Kalkmassives entgegen. Es ist

gerade ein Charakteristikum der Riffkalkbildungen, daß sie mauerartig und anscheinend strukturlos aus den geschichteten Bildungen der umgebenden Sedimente herausragen. Ich erinnere nur an die diesbezüglichen Profile, welche E. FRAAS[1] von den Spongienriffen im weißen Jura von Schwaben gegeben hat. Eine Analyse der etwa 300 Arten umfassenden Iberger Fauna aber nach bionomischen und biologischen Grundsätzen ergibt, worauf bislang sämtliche paläontologische Bearbeiter immer wieder hingewiesen haben, den typischen Riffcharakter dieser Gesteine. Korallen sind durch den ganzen ungeschichteten Kalkstock verbreitet und nur nesterartig finden sich hier und da in ähnlicher Weise wie an den heutigen Korallenriffen abgelagert, die zahllosen Individuen von vorwiegend Brachiopoden und Gastropoden, so, wie sie in den geschützten Vertiefungen der Riffe auch heute noch ihre Wohnsitze aufzuschlagen pflegen. Außerdem aber sind stellenweise, z. B. am kleinen Winterberge, auch am Ohnemansbrink und Hübichenstein, organogene Kalkablagerungen zu beobachten, die eine typische Konglomeratstruktur zeigen und vorwiegend Schalenfragmente von Brachiopoden und Gastropoden, daneben aber auch Schalen von Cephalopoden, Zweischalern und Trilobiten enthalten. Es sind dies offenbar Ablagerungen, wie sie hier und da in Buchten an Korallenriffen unter dem Einfluß der Brandung zustande kommen.

Daß derartige Riffkalkbildungen nur eine beschränkte horizontale Ausdehnung besitzen, am Iberge bei Grund z. B. nur eine solche von wenigen Quadratkilometern, dürfte aber gerade die Regel für derartige Faziesbildungen sein und das Gegenteil würde auffallen. Es erscheint mir also unzulässig, aus der abweichenden Fazies des Iberger Kalkes auf einen Transport aus fernliegenden Faziesbezirken zu schließen.

Einen Umstand aber hat der Verfasser vollständig übersehen, auf den ich bereits früher hingewiesen habe[2]. Es ist die Beobachtung, daß der Iberger Kalk nicht nur Fossilien der Stufe des Oberdevons enthält, sondern zahlreiche typische mitteldevonische Arten, insbesondere mitteldevonische Trilobiten, deren Vorkommen im Oberdevon sonst nirgends bekannt ist und welche beweisen, daß die Korallen an dieser Stelle bereits im mitteldevonischen Meere mit ihren Riffbauten begonnen haben.

Ich komme nunmehr zu dem dritten Punkt, dem Auftreten isolierter Reste von Culmkalk am Iberge. O. WELTER glaubt aus diesem Vorkommen ebenfalls auf einen Transport des Iberger Kalkstockes aus fremden Faziesbezirken schließen zu müssen. Allein schon der Umstand, daß das Kohlenkalkvorkommen mit

[1] Vergl. die Abbildung in E. KAYSER's Formationskunde. 2. Aufl. p. 365.

[2] E. HARBORT, Über mitteldevonische Trilobitenarten im Iberger Kalk bei Grund im Harz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903. p. 475 ff.

Sphaeroceras sphaericum, Orthoceras usw. auf das Verbreitungsgebiet des Iberger Kalkes beschränkt ist, läßt vermuten, daß ein innerer, kausaler Zusammenhang zwischen Iberger Korallenkalkfazies und Kohlenkalkfazies besteht. Die Reste von Kohlenkalk finden sich bekanntlich am Iberg nur in kleinen, wenige Quadratmeter großen Schollen dem Iberger Kalk aufgelagert oder zwischen Schollen von oberdevonischem Kalk eingeklemmt und zeigen ebenso wie dieser Spuren intensiver Störungserscheinungen. Es erübrigt sich, hier auf die einzelnen, in der Literatur näher beschriebenen Vorkommen von Kohlenkalk am Iberg näher einzugehen und ich möchte nur darauf hinweisen, daß die verschiedenen Vorkommen von Kohlenkalk, sowie die von v. Groddeck und Clarke beschriebenen Quarzitblöcke mit Kohlenkalkfauna doch darauf hindeuten, daß der Kohlenkalk am Iberg ehemals eine größere Verbreitung besessen haben muß. Es liegt somit nahe, anzunehmen, daß die Ausbildung des Culms am Iberg als Kohlenkalk gegenüber der Schiefer- und Grauwackenfazies der weiter entfernteren Culmbildungen lediglich an die Nähe des devonischen Riffkalkes gebunden ist. Während die Culmbildungen im allgemeinen aus tonigem und sandigem Detritus flacher Becken abgelagert sind, wurden die Sedimente in der Nähe des ehemaligen Kalkriffes aus devonischer Zeit in ihrer petrographischen Ausbildung wahrscheinlich in der Weise beeinflußt, daß der devonische Kalk, umspült von den Wogen des nur flachen Culmmeeres, wieder aufgearbeitet wurde und es nunmehr hier in unmittelbarer Nähe des Korallenriffs zur Ablagerung kalkiger Sedimente kam. Hier siedelte sich auch bald infolge des höheren Kalkgehaltes naturgemäß eine andersartige benthonische Fauna an, als auf dem schlammigen oder sandiggrandigem Untergrunde in der Verbreitung der Culmschiefer- und Grauwackenzone. So finden wir hier denn auch u. a. ein reicheres Leben von Brachiopoden wieder. Es wäre also möglich, daß die Culmkalke nichts weiter sind als eine fazielle Vertretung der weiter ab vom Kalkstock ausgebildeten Posidonienschiefer und Kieselschiefer, in denen sich ja auch Kalklinsen eingelagert finden. Wenn man aber den Culmkalken dieses Alter zusprechen kann, so fällt damit auch der Einwand Welter's, bei einem horstartigen Charakter des Iberger Kalkstockes wäre wohl zu erwarten, daß hier und da doch wohl ältere Schichten der Culmformation, nämlich Kieselschiefer und Posidonienschiefer einmal mit emporgeschleppt worden sein müßten, was nirgends zu beobachten sei. Es sind eben die Culmkalke die emporgeschleppten faziellen Vertreter der älteren Culmschichten.

Herr Dr. Henke machte mich nun kürzlich darauf aufmerksam, daß sowohl das Auskeilen von organogenen Massenkalken als auch die örtliche Verknüpfung von Massenkalkbildungen mit der Kohlenkalkfazies des Carbon, eine auch im Rheinischen Schiefergebirge von

ihm beobachtete Erscheinung sei. Ich lasse seine interessante, mir brieflich zugegangene Mitteilung hierüber hier wörtlich folgen:

„In der Attendorn-Elsper Doppelmulde konnte ich feststellen, daß die Fazies des Massenkalkes sich sowohl im Streichen der Schichten als auch querschlägig hierzu in wenigen Kilometern auskeilt und durch andere Fazies vertreten wird. Der Massenkalk dieses Gebietes reicht an einigen Stellen sicher bis in das Oberdevon hinein. Bei Grevenbrück an der Pfefferburg wird der Massenkalk direkt von dunklen Schiefern überlagert, die wahrscheinlich dem „Nehdener Schiefer"-Horizont angehören. Im Fortstreichen nach Nordosten jenseits der Lenne bei Trockenbrück liegen plattige Cephalopodenkalke mit Clymenien direkt auf dem Massenkalk. Hier wie an der Pfefferburg war bisher älteres Oberdevon nicht sicher nachweisbar, wahrscheinlich wird dasselbe noch durch Massenkalk vertreten, wie dies von Frette schon lange bekannt ist. Bei Nieder-Melbecke und bei Hesbecke treten in der oberen Partie des Massenkalkes typische oberdevonische Cephalopodenknollenkalke mit *Gephyr. intumescens* und *Bel. multilobatum* auf.

Man erkennt hieraus, daß die Ausbildung des Massenkalkes in seiner oberen Partie von Grevenbrück und von Frette bis nach Hesbecke sich nicht unwesentlich geändert hat.

Westlich von Ober-Valberl, das im Fortstreichen von Nieder-Mellecke liegt, hebt sich der 2 km westlich hiervon untergetauchte Sattel mit den oberdevonischen Kalken wieder heraus. Hier tritt die Massenkalkfazies noch viel stärker zurück, man findet zwischen 1 m dicken Partien von plattigem Cephalopodenkalk (Adorfer Kalk) nur noch 0,30—0,50 m dicke Kalkbänke mit der Struktur und chemischen Zusammensetzung des Massenkalkes. Ob diese Wechsellagerung noch von Massenkalk unterlagert wird, war nicht festzustellen, da die liegenden Schichten sich in dem Sattel nicht herausheben. Ich vermute, daß Massenkalk hier nicht mehr vorhanden ist, sondern daß Schiefer vom Typus der Lenneschiefer unter den Adorfer Kalken folgen, wie es am ganzen Ost- und Südostrand der Doppelmulde festgestellt werden konnte.

Beim Weiterverfolgen des Südostrandes über Meppen und Bonzel nach Westen stellt sich allmählich wieder mitteldevonischer Kalk ein, aber ausschließlich als Cephalopodenkalk, ohne jede Spur von Massenkalk. Diese Kalkvorkommen, die ich in meiner Dissertation ausführlich beschrieben habe, bilden den südlichen Flügel der Mulde, dessen Nordflügel von dem Massenkalk von Hesbecke und Grevenbrück eingenommen wird. Die beiden Muldenflügel nähern sich in diesen Ausbildungen bei Niederhalden bis auf 1000 m. Das südwestliche Ende der Mulde, wo beide Fazies zusammenstoßen, ist leider vollkommen verlehmt.

Erwähnenswert ist noch aus der Gegend südlich von Niederhalden, daß dort im Culmkieselschiefer Crinoidenkalke auftreten

mit *Productus* sp., *Athyris concentrica, Spirifer* sp. sp. Da wahrscheinlich der Kieselschiefer den oberen Teil des Kohlenkalkes vertritt, so hat man vielleicht in diesem Kalkvorkommen noch die letzten Reste dieser Fazies vor sich. Es ist dies um so interessanter, als man auch am Iberg und am Kalkplateau von Erdbach-Breitscheid in der Nähe von devonischem Massenkalk Kohlenkalk kennt."

Ich komme nunmehr zu dem letzten Punkt, den O. Welter gegen die Horsttheorie des Iberger Kalkes einwendet, nämlich daß der intensive Faltungsprozeß, welcher überall im Gebiet des Culms in der Umgebung von Grund und Lautenthal zu beobachten ist, auch im Iberger Kalkstock noch zu erkennen sein müßte. Sämtliche älteren Autoren, welche sich mit der Tektonik des Iberger Kalkstockes befaßt haben, stimmen darin überein, daß der Kalkstock außerordentlich stark gestört ist und sind der Ansicht, daß der massige, widerstandsfähige Kalkklotz sich beim Faltungsprozeß anders verhalten haben müsse, als die vielleicht damals noch bergfeuchten und plastischen Tongesteine der Culmformation. Auch ich glaube, daß lediglich der petrographische Charakter des Korallenriffes dem Gebirgsdruck einen größeren Widerstand entgegengesetzt haben muß. Der Faltungsdruck löste sich hier aus in der Zerstückelung des Kalkes in ein Haufwerk von Schollen, das durchsetzt wird von größeren Spaltenzügen und einem Netzwerk von feinsten Gebirgsklüften. Ich habe bereits früher darauf hingewiesen[1], daß ältere, mitteldevonische Schollen des Kalkmassives neben jüngeren, oberdevonischen liegen müssen. Fast überall aber ist das Gestein durchzogen von feinsten, von Kalkspat erfüllten Klüften. Die größeren Spaltenzüge bilden anscheinend entweder zum Teil die direkte Fortsetzung der Oberharzer Gangzüge, oder sie sind selbständige parallel gerichtete Gänge. Teils ist von den Klüften aus eine metasomatische Umwandlung des Kalkes zu Spateisenerz und Brauneisenerz erfolgt, teils wurden von den Spalten aus durch zirkulierende Wässer Höhlen ausgewaschen, die später mit allen möglichen Erzen zum Teil wieder ausgefüllt wurden. Einecke und Köhler[2] haben neuerdings darauf hingewiesen, daß innerhalb einiger Erzstöcke Culmschiefer- und Grauwackenbruchstücke liegen. Diese aber beweisen, daß ehedem Culmschichten in größerer Verbreitung den ganzen devonischen Riffkalk überlagert haben müssen, um später in die Spalten des Kalkes transportiert werden zu können.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß das System von größeren Spaltenzügen, welches den Iberger Kalkstock in vorwiegend nordwest- bis nordnordwestlicher Richtung durchzieht und sich teils in der Anordnung der Pingenzüge und Höhlenauswaschungen, teils

[1] l. c. p. 477.

[2] Einecke und Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung 1910. p. 424.

aber auch durch Erzgänge kenntlich macht, gleichalterig ist mit den Oberharzer Erzgängen und genetisch demselben Vorgang seine Entstehung verdankt, den man für diese annehmen kann. Der obere Gangzug und der Prinzregentergang durchsetzen mit einem steilen Einfallen von 80—90° im Süden des Kalkstockes sowohl die überlagernden Culmschichten als auch den sie unterteufenden Riffkalk. Im Gegensatz zu den Oberharzer Erzgängen brechen hier allerdings die dort häufigen Erze, Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende usw. nur selten ein, die Gangausfüllung besteht vorwiegend aus Kalkspat, Schwerspat und Spateisenstein. Ich glaube jedoch, daß sich diese verschiedenartigen Fazies der Gangminerale wahrscheinlich aus dem abweichenden Verhalten des Nebengesteins zu den auf den Gangspalten zirkulierenden Erzlösungen wird erklären lassen und bin der Ansicht, daß die Gänge am Iberge gleichalterig sind mit den Oberharzer Erzgängen, welche bekanntlich auch Spaltenausfüllungen von Verwerfungsklüften sind.

Die älteren Harzgeologen haben wohl mit Recht angenommen, daß ihre Entstehung in ursächlichen Zusammenhang zu bringen ist mit der karbonischen Faltung und dem Empordringen der Granitmassive des Harzes. Sie sind wohl am leichtesten zu erklären als Ausscheidungen aus Erzlösungen der thermalen Gewässer aus der Gefolgschaft der eruptiven Vorgänge zur karbonischen Faltungszeit. Zurzeit herrscht zwar die Ansicht vor, daß die Oberharzer Erzgänge einer tertiären Heraushebung des Harzes ihre Entstehung verdanken. Diese Ansicht, die durch v. Koenen u. a. wiederholt ausgesprochen worden ist, stützt sich im wesentlichen auf die Beobachtung, daß einige der Erzgänge bis in das mesozoische Vorland des Harzes (Rösteberg bei Grund) zu verfolgen sind und weiterhin landeinwärts noch tertiäre Schichten bei Düderode verworfen haben. Ich vermag jedoch in dieser Tatsache keinen zwingenden Beweis für das tertiäre Alter der Oberharzer Erzgänge zu erblicken, sondern sehe darin nur eine posthume Erscheinung. Es ist ja nicht weiter verwunderlich, daß im Fortstreichen der großen Verwerfungsspalten des Harzes zu späterer, auch noch zu posttertiärer Zeit, wiederholte Dislokationen stattgefunden haben. Nach neueren tektonischen Auffassungen ist zudem die Gebirgsbildung zur Zeit des Tertiärs in Nordwestdeutschland nicht besonders intensiv gewesen, vor allem aber fehlt es hier im Harz an allen Anzeichen, die auf eruptive Vorgänge zu dieser Zeit hindeuten, und man steht vor dem Rätsel, welches die Erzbringer gewesen sind, und fragt sich vergebens, woher die Erzlösungen im Oberharz zu tertiärer Zeit wohl gekommen sein könnten, deren Herkunft zur Zeit der karbonischen Faltung, wie oben angedeutet, leichter zu erklären wäre.

Wenn nun aber die den Kalkstock des Iberges durchsetzenden Erzgänge karbonischen Alters sind und als querschlägige Ver-

werfungen mit der Gebirgsfaltung im Zusammenhang stehen, dann ergeben sich weitere Schwierigkeiten für die Theorie der Deckenüberschiebung, wenn man nicht die gezwungene Annahme machen will, daß erst die Deckenüberschiebungen und dann die eigentliche karbonische Faltung erfolgte.

Nach allem glaube ich, daß die Welter'sche Theorie der Deckenüberschiebungen im Oberharz nicht haltbar ist. Ähnliche Gründe aber ließen sich gegen eine Überschiebung des Iberger Kalkvorkommens bei Rübeland anführen, für die nach den Anschanungen von Welter logischerweise dann doch auch die gleiche Theorie gelten müßte. Meines Erachtens lassen sich die Lagerungsverhältnisse des Iberger Kalkstocks doch am einfachsten nach der alten Horsttheorie erklären. Durch die eigenartige tektonische Lage des Kalkstockes, der aus jüngeren Culmschichten hindurchgepreßt wurde, erklärt es sich aber auch, daß es heute nicht möglich ist, die Beziehungen des devonischen Korallenriffes zu den normalen Sedimenten der gleichalterigen, devonischen Schichten im Oberharz, d. h. Wissenbacher Schiefer, Adorfer Kalk, Büdesheimer Schiefer usw. kennen zu lernen und Verzahnungen und Wechsellagerungen, wie sie sonst in den Vorriffzonen allgemein zu beobachten sind, zu studieren.

Berlin, im Juli 1911.

W. Kranz' Einwürfe[1] gegen meine Beobachtungen in den Euganeen[2].

Von **R. Lachmann.**

Herr Hauptmann Kranz sucht durch umfangreiche literarische Beweismittel und eigene Beobachtungen im Felde der ins Wanken geratenen Auffassung neue Stützen zu verleihen, daß das Vorkommen von Spalten eine conditio sine qua non für das Emportreten vulkanischen Magmas an die Erdoberfläche darstelle.

Was zunächst seine eigenen Beobachtungen anlangt, so scheinen sie mir bei dem heutigen Stande der Frage im Ziele verfehlt zu sein. Es kann der Gedanke des magmatischen Aufschmelzens etwa in der Form, wie ihn Daly formuliert hat (overhead stoping), als solcher nicht mehr bekämpft werden, und ebenso in sich abgeschlossen sind seit den Tagen der schottischen Untersuchungen von Geikie die Beobachtungstatsachen, welche uns die Möglichkeit einer Zertrümmerung gewaltiger Schichtkomplexe in der Erde durch

[1] Ueber Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. 1911. p. 717 f.

[2] Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. **61**. 1909. p. 331—340.

vulkanische Gase in runden Schußkanälen erwiesen haben. Beides sind Erscheinungen von einer Größenordnung, daß sie notwendigerweise die Bildung von Spalten in der Umgebung im Gefolge haben können. Will man daher über das genetische Verhältnis von Vulkanismus und Tektonik auf Grund von Beobachtungen etwas aussagen, so darf man nicht dabei stehen bleiben, daß man das Zusammenvorkommen von Spalten und Vulkanen konstatiert. Es genügt auch nicht mehr zu erweisen,

1. daß eine Spalte älter ist als ein ihr aufsitzender Vulkan, sondern es muß noch weiter erwiesen werden

2. daß die betreffende Spalte sich unmittelbar vor der vulkanischen Eruption aufgetan hat.

Besitzt nämlich die vulkanische Spalte erweislich höheres Alter wie der Vulkan [1], so wird sich wohl aus dem Befunde niemals entscheiden lassen, ob der Zutritt des Magmas zu dieser präexistierenden Spalte aus eigenen oder tektonischen Kräften erfolgte. Und

3. daß diese Spalte nicht etwa als Folge der Eruption eine Auslösung vorher in der Erdrinde vorhandener tektonischer Spannungen ist.

Bei den von Kranz aufgeführten Fällen (Siebengebirge und Vicentin) ist nicht einmal der Beweis zu 1, geschweige der zu 2 und 3 erfüllt.

Es scheint mir nach alledem aussichtslos, allein durch Aufsuchung von Spalten der Lösung der Frage nach der mehr oder minder großen Selbständigkeit des Vulkanismus näher kommen zu wollen. Beim Besuch der Euganeen habe ich daher viel mehr als auf Spalten darauf mein Augenmerk gerichtet, wie weit sich die Spuren eines selbständigen Eruptionsmechanismus, namentlich overhead stoping und Gasschußkanäle, dort vorfinden. Mit der anderen Fragestellung ist aber natürlich auch die Untersuchungsmethode eine andere. Kranz wählte die „darstellende Methode“, während meine die „vergleichende“ genannt werden müßte. Dies berechtigt aber Kranz nicht, mein Verfahren als „ganz unstatthaft“ zu bezeichnen.

Da nämlich die Trachytvulkane in den Euganeen erloschen sind, mußte möglichst eine Entwicklungsreihe aufgestellt werden, innerhalb welcher sich bei in verschiedenen Stadien erkalteten Einzelvulkanen der Einfluß des Magmas auf das Nebengestein verfolgen läßt. Aus diesem Grunde habe ich in dem Vortrage als mittleren Typus den Monte Lozzo gewählt, einen Trachytkegel

[1] Derart ist nach Grupe das Verhältnis des Basalts an den Grabenbrüchen am Solling und in Hessen. (Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 63. 1911. p. 281. 315 ff.)

mit allseitig intaktem Scagliamantel und ihn mit dem Embryonalstadium eines lediglich emporgebuckelten Kreidehügels bei Mirandola und mit der Endform der Rocca von Monselice verglichen, bei der fast das ganze Nebengestein eingeschmolzen ist.

Wollte sich Herr Hauptmann Kranz der Mühe unterziehen, die Sedimenthülle der vielen Einzelvulkane in den Euganeen auf Verwerfungen und Spalten zu durchforschen, so würde er wahrscheinlich Erfolg haben. Sollte ihm dann noch der Nachweis gelingen, daß diese Brüche sich unmittelbar vor den alt- bis mitteltertiären Eruptionen der Euganeen gebildet haben, so hat er auch damit noch nichts gewonnen. Denn es wird ihm nicht gelingen, angesichts der fast idealen runden Erhebungsform des Monte Lozzo [1] die Vorstellung von der spontanen Aktivität des Trachytmagmas zu entkräften, welcher, sei es eine selbständige Spaltenbildung [2], sei es eine Auslösung älterer tektonischer Spannungen während des Empordrängens wohl zuzutrauen ist.

Breslau, den 27. Juli 1911.

Ueber die Hornentwicklung von Bos primigenius Boj.

Von **R. Ewald** und **G. Laurer**.

Mit 1 Textfigur.

Unter einem reichen Material alluvialer Säugetierreste, das im Geologischen Institut der Universität Königsberg aufbewahrt wird und das noch aus dem ehemaligen Provinzialmuseum der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft stammt, fanden sich bei der Durchsicht, die durch die Neuaufstellung der Sammlung notwendig wurde, zwei Hornscheiden eines großen Boviden. Sie wurden im Jahre 1882 von Herrn Gutsbesitzer Ventzke in Lebianen bei Berent (Westpr.) der Sammlung überwiesen mit dem Vermerk, daß sie einige Zeit vorher in einem Torfbruch gefunden worden seien.

Die beiden Hornscheiden — eine rechte und eine linke — gehörten zweifellos demselben Individuum an. Aus dem Begleitschreiben des Einsenders ist zu ersehen, daß an der vollständiger erhaltenen (linken) an der Basis etwa 5½ Zoll abgebrochen sind. Die Erhaltung der Hornscheiden war bei der Auffindung offenbar eine vorzügliche; dieselben haben jedoch, ehe sie in die hiesige Sammlung kamen — wie auch aus dem Brief des Herrn Ventzke hervorgeht —, ziemlich gelitten, insbesondere gilt dies für das rechte Exemplar.

Sie haben durch das lange Lagern im Moor die typische Moorfärbung angenommen und sehen über die ganze Oberfläche

[1] a. a. O. Profil Fig. 2. p. 334.

[2] Ähnlich urteilt W. Penck. (Geol. Beobachtungen aus den Euganeen Dies. Centralbl. 1910. p. 602.)

wie angekohlt aus. Infolgedessen läßt sich über die ursprüngliche Färbung, namentlich auch darüber, ob die Hornspitzen anders gefärbt waren als der übrige Teil, nichts mehr aussagen.

Die Hörner waren ungleich länger und dicker, als die aller deutschen Hausrinderrassen, insbesondere auch sehr viel größer, als die von *Bos brachyceros* Rütim. (Torfrind). Es ist deshalb ausgeschlossen, daß die fraglichen Hornscheiden einem Hausrind angehörten. Neben Resten des Torfrindes kommen in den hiesigen Moorablagerungen solche von *Bos primigenius* Boj. und *Bison europaeus* Ow. vor. Die vorliegenden Hörner sind nach Krümmung und



Hornscheiden von *Bos primigenius* Boj. Etwa $\frac{1}{10}$ nat. Größe.

Richtung so wesentlich von denen des *Bison europaeus* verschieden, daß eine Zugehörigkeit zu dieser Art gar nicht in Frage kommt. Dagegen stimmt sowohl Dimension als auch Krümmung und Richtung genau mit der von *Bos primigenius* Boj. überein, so daß kein Zweifel darüber bestehen kann, daß sie von diesem Boviden herrühren.

Die Länge des linken Hornes (an der konvexen Seite gemessen) beträgt 58 cm. Bei der Annahme, daß $5\frac{1}{2}$ Zoll abgebrochen sind, würde die Länge am lebenden Tier etwa 72 cm betragen haben. Der Umfang beträgt in einer Entfernung von 48 cm von der Spitze (weiter unten ist das Horn zu beschädigt, um den Umfang zu messen) 27 cm. Der größte Durchmesser an dieser Stelle ist 9,7 cm, der kleinste 8,3 cm. Die durch den knöchernen Hornzapfen ausgefüllte Höhle der Hornscheide endigt etwa 20 cm von deren Spitze entfernt. (Auf der Abbildung ist diese Stelle durch Querstrich gekennzeichnet.) An dieser Stelle beträgt der Hornumfang noch 17,7 cm. Die knöchernen Hornzapfen hatten also eine Länge von 72—20 = 52 cm besessen. Die Dicke der Hornschicht beträgt im Durchschnitt 17 mm.

Unter Zuhilfenahme dieser Zahlen lassen sich aus dem bisherigen Fundmaterial Länge und Umfang der Hörner des lebenden Ur mit hinreichender Genauigkeit berechnen. Das Horn hatte am lebenden Tiere eine Länge, welche jene des knöchernen Hornzapfens um rund 20 cm übertraf. Der Durchmesser am Horngrunde war ca. 34 mm größer als der des Hornzapfens, woraus sich ein um etwa 10,7 cm größerer Umfang berechnet.[1]

Bei 13 Urhornzapfen der hiesigen Sammlung, die wir gemessen haben, schwankt die Länge (stets an der konvexen Seite gemessen) zwischen 50 und 76 cm und beträgt im Mittel 59 cm. Der Umfang an der Basis schwankt zwischen 29 und 37 cm und beträgt im Durchschnitt 33,4 cm. Hieraus berechnet sich für den lebenden Ur eine Hornlänge von 70—96 cm, im Mittel 79 cm, und ein Hornumfang von 39,7—47,7 cm, im Durchschnitt 44,1 cm. Dabei ist es sehr wohl denkbar, daß der massive Teil der Hornscheiden bei Exemplaren mit größeren Hörnern, als die vorliegenden sind, noch etwas länger als 20 cm und die Hornschicht noch etwas dicker als 17 mm gewesen sind, weshalb sich bei besonders großen Exemplaren noch etwas höhere Werte als die gebrachten ergeben würden.

Die Krümmung der Hörner entfernt sich nur wenig von einer Ebene, nur die Spitzen treten etwas, und zwar nach oben, aus derselben heraus; und diese Ebene bildet mit der Stirnfläche einen Winkel von 50—60° (an 5 Schädeln wurden folgende Größen gemessen: 50, 52, 56, 58 und 59°).

Um die Entfernung der Hornspitzen voneinander am lebenden Tier bestimmen zu können, wurden die Hornscheiden an die Hornzapfen von drei Urschädeln in richtiger Lage und Entfernung (die Hornscheiden folgten genau der Krümmung der Hornzapfen und reichten ca. 20 cm über deren Spitze hinaus) gehalten und die Entfernung ihrer Spitzen gemessen. Es ergaben sich dabei nur Werte, die zwischen 20 und 25 cm schwankten.

Die Krümmung der Hörner einschließlich der Hornscheide verläuft, wenn man sich die Stirnebene horizontal denkt, bei allen 5 untersuchten Schädeln wie folgt: Am Horngrunde nach außen, dabei wenig nach oben und etwas nach hinten; in der Mitte nach vorne und oben; an der Spitze stark nach oben, deutlich nach innen und etwas nach hinten; also eine stark sichelförmige Krümmung.

Unter der Voraussetzung, daß der Ur den Kopf ebenso getragen hat, wie ihn die heutigen Rinder tragen, etwa 35—45° gegen die Senkrechte geneigt, lag die durch die Hörner gelegte Ebene nahezu horizontal, die Hornspitzen jedoch waren etwas nach aufwärts gerichtet.

[1] Diese Zahl ist etwas zu groß, da wir weder bei der Messung noch bei der Berechnung berücksichtigen konnten, daß die Dicke der Hornscheiden an der Basis des Hornes eine kleinere ist als weiter oben.

Hieraus geht hervor, daß auf fast allen bisher bekannt gewordenen zeitgenössischen Urdarstellungen die Hornstellung falsch wiedergegeben ist. Auch die bekannte Abbildung des Schädels von *Bos primigenius* Boj. nach Owen, die in viele paläontologische und geologische Lehrbücher übergegangen ist, gibt die charakteristische Hornstellung und Krümmung des Ur unrichtig wieder.

Königsberg i. Pr., Geolog. Institut, 29. Juli 1911.

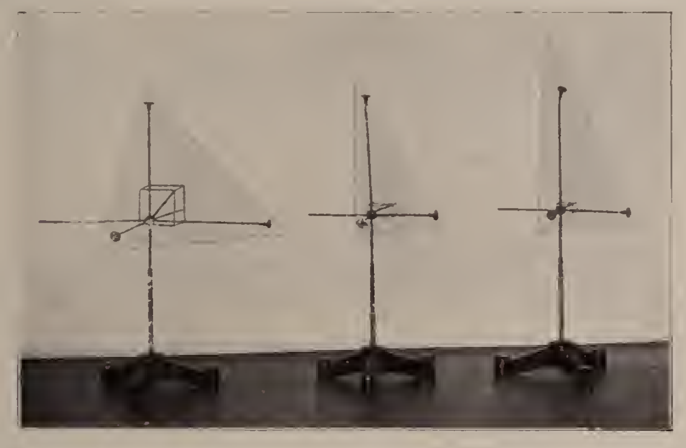
Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Modelle zur Veranschaulichung der Miller'schen Symbole.

Von **E. A. Wülfing** in Heidelberg.

Mit 1 Textfigur.

Die nach Miller benannte Methode zur Bezeichnung der Kristallflächen durch die reziproken Werte der Achsenabschnitte hat neben vielen Vorzügen den einen unverkennbaren Nachteil der



geringeren Anschaulichkeit. Um diesen zu beseitigen, kann man anknüpfen an die Flächennormale oder an die Vorstellung von einer „flächenbildenden Kraft". Zerlegt man eine solche Kraft in drei Komponenten parallel zu den drei Achsen des Achsenkreuzes, so entsprechen bekanntlich die Längen dieser Komponenten direkt den Miller'schen Indizes, so lange es sich um rechtwinklige Achsenkreuze handelt. Bei schiefwinkligen Achsenkreuzen findet ein Zusammenhang der angedeuteten Art nur näherungsweise, aber für den vorliegenden Zweck doch in genügendem Maße statt.

Man wird nun bald den Lernenden daran gewöhnen können, daß in einem mehr oder weniger rechtwinkligen Kräfteparallelepiped die Resultante um so steiler nach oben gerichtet ist, je

stärker die vertikale Komponente wirkt, daß sie mehr nach vorne oder nach der Seite liegt, wenn die vordere oder die seitliche Komponente das Übergewicht hat. Bei einem MILLER'schen Symbol — oder einem Kraftsymbol, wie es V. GOLDSCHMIDT in diesem Zusammenhang nennt[1] — von der Form (321) wird also die „flächenbildende Kraft" besonders stark nach vorn, weniger nach rechts und am wenigsten nach oben gerichtet sein. Gewöhnt man den Lernenden schließlich daran, die Handfläche gegen die gedachte Kraftrichtung senkrecht zu halten, so gelangt er wohl etwas schneller zu einer Anschauung der Flächenlage, die durch irgend ein MILLER'sches Symbol angegeben ist, als wenn er zuerst die Transformation in ein WEISS'sches Symbol vornehmen würde und alsdann die Lage der Fläche durch die WEISS'schen Parameter also durch die Achsenabschnitte sich vorstellt.

Die in obenstehender Figur abgebildeten Modelle können zur Einführung in den angedeuteten Vorstellungskreis dienen. Sie sind anfangs der 90er Jahre in Tübingen entstanden und werden neuerdings, nachdem ich sie 1908 in Köln der Dtsch. Mineral. Gesellschaft vorgeführt hatte, von der Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn technisch vollkommener und auch größer (Höhe 60 cm) in den Handel gebracht.

In diesen drei Modellen sind die angedeuteten Beziehungen für eine Oktaederfläche (111), eine Ikositetraederfläche (221) und eine Hexakisoktaederfläche (321) zum Ausdruck gekommen.

Heidelberg, den 3. Oktober 1911.

Miscellanea.

Geheimer Rat Prof. Dr. Hermann Credner, Leipzig, feierte am 1. Oktober seinen 70. Geburtstag. An diesem Tage überreichte ihm einer seiner ältesten Schüler, Geh. Bergrat Prof. Dr. F. WAHNSCHAFFE, Berlin, die künstlerisch ausgeführte Stiftungsurkunde über eine von etwa 350 Geologen und Freunden der Geologie errichtete „Hermann-Credner-Stiftung" in Höhe von 20000 Mark. Die Erträgnisse dieser von der Deutschen Geologischen Gesellschaft verwalteten Stiftung sollen zur Förderung der Geologie verwendet werden.

Personalia.

Habilitiert: Dr. **Emil Wepfer** für Geologie und Paläontologie in Freiburg i. Br. — Dr. **E. Lehmann** an der Technischen Hochschule in Danzig-Langfuhr für Mineralogie und Geologie.

Ernannt: Professor Dr. **E. Sommerfeldt** zum Professor der Mineralogie und Kristallographie in Brüssel.

[1] Über kristallographische Demonstrationen. Berlin 1887. p. 7.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

15. Ein grosser Uranpecherzkristall aus Deutsch-Ostafrika.

Von **R. Brauns**.

Herr Kommerzienrat Dr. G. Seligmann zeigte mir gelegentlich eines Besuches einen großen, äußerlich umgewandelten, aus Deutsch-Ostafrika stammenden Kristall, den er für einen solchen von Uranpecherz ansprach. Nach genauer Betrachtung mit der Lupe konnte ich dieser Ansicht nur beistimmen, während andere, sehr gewiegte Mineralienkenner den Kristall für umgewandelten Bleiglanz zu halten geneigt waren. Die Entscheidung konnte durch chemische Prüfung erbracht werden und ich will gleich vorausschicken, daß sie die Bestimmung als Uranpecherz durchaus bestätigt hat.

Über das Vorkommen von Uranerzen in Deutsch-Ostafrika hat W. Marckwald in diesem Centralblatt 1906, p. 761 kurz berichtet. Uranpecherz tritt hiernach in Glimmerbrüchen am Westabhange des Lukwengule im Uruguru-Gebirge (Bezirk Morogoro) auf und findet sich beim Spalten des Glimmers in diesem eingesprengt in kleinen und großen, bisweilen eine Mannslast übersteigenden Kristallen vor. Eine weitere Notiz über die Kristallform dieses Uranpecherzes ist mir nicht bekannt geworden, ich erlaube mir daher, eine kurze Beschreibung des mir vorliegenden Kristalls zu geben.

Der Kristall ist ein Würfel mit Kantenlängen von 3,5 : 2,5 : 2 cm. Eine Kante ist zur Hälfte abgestumpft, es scheint aber, als ob dies mit einem Messer geschehen sei; in der Nähe hiervon ist ein kleines Stückchen herausgebrochen, so daß hier der dunkle Kern bloßgelegt ist. Auf der einen Seite ist die Form rein würfelig, auf der entgegengesetzten verjüngt sie sich in der Richtung der zur längsten Würfelkante senkrechten zweizähligen Symmetrieachse, indem immer schmaler werdende, von dünnen Muscovitlagen unterbrochene Schichten sich über der breiten, der Lage nach einer Dodekaederfläche entsprechenden Basisfläche erheben.

Das absolute Gewicht des Kristalls beträgt 154 g, das spezifische Gewicht, für die ganze Masse bestimmt, liegt bei 7,7. Marckwald gibt für den reinen Kern als spezifisches Gewicht 8,84, für die Substanz der Rinde 4,82 an. Wegen des hohen Gewichtes des Kristalls, von dem ich kein größeres Stück absprengen wollte, konnte ich das spezifische Gewicht nicht anders als durch Wasserver-

drängung in einem Meßzylinder bestimmen, der Wert ist daher nicht so genau als ein mit dem Pyknometer ermittelter.

Die Farbe ist an der Oberfläche bräunlichgelb, im Vergleich mit der des Uranockers mehr rostfarbig; schuppige, silberglänzende Überzüge und Einlagerungen werden von Muscovit gebildet. Dies macht es wahrscheinlich, daß der Kristall ebenfalls von dem oben genannten Fundort stammt[1]; auch seine chemische Zusammensetzung spricht durchaus dafür.

Zur Untersuchung habe ich ein kleines Stückchen, das Kern und Rinde enthielt, abgesprengt. Die Rinde auf der frischen Bruchstelle ist dicht, grünlich-gelb, heller als die äußerste Schicht, die sich durch ihre braune Farbe deutlich abhebt. Der Kern ist grünlich schwarz, pechglänzend, dicht, ohne eine Spur von Spaltbarkeit. Vor dem Lötrohr auf Kohle gab es keine bemerkenswerte Reaktion, die Ansicht, daß veränderter Bleiglanz vorliege, ist damit widerlegt.

Bei Auflösung des feinen Pulvers aus Rinde und Kern trat schwache Gasentwicklung auf; das Gas wurde als Kohlensäure bestimmt. Nach Marckwald's Untersuchung ist das Verwitterungsprodukt Uranylcarbonat, dem er den Namen Rutherfordin beigelegt hat. Einen Teil der Auflösung habe ich zur mikrochemischen Prüfung auf Uran auf einem Objektträger zur Trockne eingedampft, einen Tropfen Wasser, etwas Natriumcarbonat und Essigsäure zugesetzt; es schieden sich darauf sogleich in großer Menge die charakteristischen Tetraeder des Uranylnatriumazetats aus. Diese von A. Streng eingeführte Reaktion möchte ich bei dieser Gelegenheit noch einmal besonders empfehlen, es gibt keine andere, welche mit gleicher Sicherheit und Schnelligkeit Uran nachzuweisen gestattete. Bei der großen Bedeutung, welche Uranerze heute haben, hat auch diese Reaktion an Wichtigkeit gewonnen. Ferner wurde in der Lösung mikrochemisch Blei und (sehr wenig) Kalk nachgewiesen, auch dies in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von W. Marckwald.

Die Kristalle des Uranpecherzes aus Deutsch-Ostafrika übertreffen an Größe bei weitem alle andern, welche von diesem Mineral bis jetzt bekannt geworden sind, um so mehr ist es zu verwundern, daß sie noch nicht im Handel zu haben sind, wenigstens habe ich bei Krantz vergeblich danach gefragt. Die Besitzer der Glimmergruben würden gewiß lohnenden Absatz finden, wenn sie die Uranpecherzkristalle, wenn möglich noch eingewachsen im Glimmer, in den Handel bringen würden.

---

[1] Dies wird mir von Herrn Dr. Seligmann, nachdem er Erkundigungen bei seinen Lieferanten eingezogen hat, bestätigt; der untersuchte Kristall stammt aus der Schwarz'schen Grube im Urugur-Gebirge, wie das von Marckwald untersuchte Uranpecherz.

Notiz zum Aetnaaschenfall am 10. September 1911 (gefallen zu Acireale in Katania).

Von **E. Dittler**, Wien.

Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Hofrats Prof. Dr. C. Doelter erhielt ich frisch gefallene und von Herrn Silvio Michlstädter eingesandte Ätnaasche zur mineralogischen Untersuchung, deren wesentliche Resultate hier angeführt seien:

Die Farbe der Asche war schokoladebraun mit einem Stich in das Rötlichviolette, offenbar von dem ziemlich großen Reichtum an Hämatit herrührend, welcher neben dem meist undurchsichtigen dunkelbraun gefärbten Glas und den Magnetitkristallen den Hauptbestandteil des Produktes bildete und schon makroskopisch deutlich erkennbar war. Die Asche, welche sich bei der Behandlung mit verd. HCl gänzlich kalkfrei erwies, konnte mittels eines Leinwandfilters in einen gröberen und feinen Anteil getrennt werden; nach der Trennung zeigte sich in der groben Partie der Hauptanteil der Erzteilchen und des Glases angesammelt. Von jeder der beiden Proben wurden 3—4 Kanadabalsampräparate zur mikroskopischen Untersuchung angefertigt.

Es fanden sich u. d. M.:

Stark korrodierte, nach dem Karlsbader- und Albitgesetz verzwillingte Plagioklasleistchen, welche mitunter sehr deutlich ⊥ 010 . 001 geschnitten, gute Messungen nach der Fr. Becke'schen Methode[1] zuließen. In verschiedenen Schnitten dieser Zone wurde die Auslöschungsschiefe, gemessen nach α' im spitzen Winkel 010 . 001, zu ca. 36—40° im Mittel bestimmt. Es resultieren also Feldspäte der Zusammensetzung $An_{65}Ab_{35}$ bis $An_{70}Ab_{30}$. Die feine Zwillingszeichnung nach den Lamellen 010 und die Spaltrisse nach 001 sind in der Regel durch Anhäufungen feinsten Staubes stark verwischt und undeutlich, die Zwillingshälften mitunter ganz von solchem Staubmaterial erfüllt, so daß Messungen beträchtlich erschwert wurden. In einigen Schnitten sind auch Andeutungen von Zonenstruktur zu erkennen.

Neben den Feldspäten finden sich ferner in großer Menge außerordentlich fein gezeichnete und gitterstruierte Leucitkriställchen, meist zerbrochen und geknickt und fast durchwegs doppelbrechend. Augitsplitter von lichtgrüner bis brauner Farbe, zum großen Teile ohne idiomorphe Begrenzung und stark abgerundet, bilden neben den Feldspäten den Hauptgemengteil der Asche. Sie sind oft von feinsten Glashäutchen umwachsen und beherbergen zahlreiche Einschlüsse. Die Auslöschung der Augite auf der 010-Fläche gemessen ergab c γ etwa —45°. Die äußersten Randpartien besaßen in der Regel eine noch etwas höhere Aus-

[1] Fr. Becke, Tschermak. Min.-petr. Mitt. 18. p. 525. 1899.

löschung und Doppelbrechung. Pleochroismus unmerkbar. Die Achsendispersion war deutlich $\varrho > v$ um γ.

Biotit- und Olivinkristalle finden sich nur in ganz spärlichem Maße vor. Hornblende wurde nicht aufgefunden.

Für eine eingehendere chemische Untersuchung war nicht genügend Material vorhanden.

Mineralogisches Institut der k. k. Universität Wien.

Die Kristallformen des Cölestin.

Von **M. Henglein** in Karlsruhe.

Mit 2 Textfiguren.

1. Cölestin von Scharfenberg bei Meißen.

Aus den Erzlagerstätten von Scharfenberg befinden sich in den Sammlungen der Freiberger Bergakademie prächtige Cölestinstufen mit Hunderten von teils bläulichen, teils gelben Kristallen. Stuber beschreibt 1891 [1] zwei Stufen dieses Vorkommens aus der Straßburger Sammlung. Ich habe nun noch eine Reihe von Kristallen von mannigfaltigem Habitus gemessen, von denen ich nachfolgend einige näher beschreibe.

Kristall 1. Himmelblau, durchscheinend, auf einer Stufe, welche 1883 in die Freiberger Sammlung eingeordnet wurde; Abmessungen (Höhe : Breite : Tiefe) = 4 × 3 × 6 mm; Kombination:

a	m	o	d	z	χ
100	110	011	102	111	144

Stuber gibt an Stelle der auch bei andern Vorkommen häufigen Form χ = 144 eine neue L = 155 an. Er sagt, daß die Fläche deutlich ausgebildet und groß entwickelt sei; jedoch weise sie eine Streifung auf. Das ist auch bei χ = 144 der Fall und ich nehme an, daß 155 mit 144 identisch ist, nachdem ich die Form bei etwa 20 Kristallen gefunden habe und dabei stets auf das Symbol 144 kam.

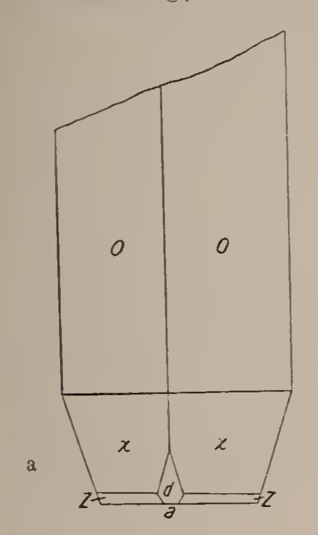
Die von Stuber ebenfalls neu angegebenen Formen v_1 = 524 und K_1 = 908 konnten bei keinem meiner Kristalle beobachtet werden. Stuber sagt p. 439: „z = 111 ist nur sehr klein ausgebildet, aber glatt und sehr gut reflektierend; die Kombinationskante der letzteren Fläche mit 524, ebenso wie diejenige von 524 mit 908 ist stets stark gerundet." Die 2 Formen sind wohl Vizinalflächen und bedürfen der Bestätigung.

Kristall 2. Nahezu wasserhell und durchsichtig; Abmessungen 3 × 2 × 6 mm; Kombination:

a	d	o	z	χ
100	102	011	111	144

[1] Zeitschr. f. Krist. 1891. **19**. p. 437—441.

χ und o sind groß ausgebildet; die Streifung auf o bewirkt einen Reflexzug; mit dem Punktsignal des zweikreisigen Goniometers lassen sich jedoch sehr gute Winkelresultate erreichen. Fig. 1 a und b stellt den Kristall im Kopf- und perspektivischen Bilde dar.



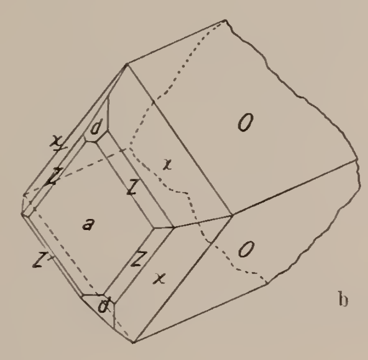


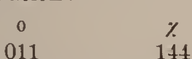
Fig. 1.

Kristall 3. Klar durchsichtig, nur an einigen Stellen bläuliche Flecken aufweisend; 2 × 1,5 × 6 mm; Kombination:

c	d	o	y	z
001	102	011	122	111

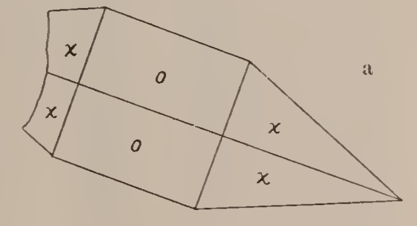
Die Basis c ist als ganz schmaler Streifen vorhanden.

Kristall 4. Ein nach der Brachyachse gestreckter, undurchsichtiger, brauner Kristall, nur an den Kanten durchscheinend; 6 × 8 × 6 mm; Kombination:



o	χ
011	144

Damit der Habitus deutlich hervortritt, ist der Kristall in Fig. 2 a und b so gezeichnet, daß die Makroachse nach vorn läuft, also mit der Brachyachse vertauscht ist.



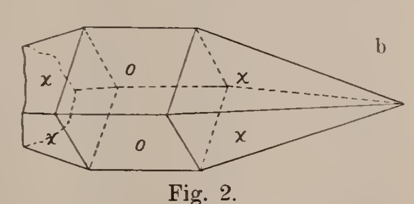


Fig. 2.

Ferner treten beim Scharfenberger Cölestin einfache Kombinationen von Prisma und Basis auf, die nahezu würfelartig aussehen. Die Größe der einzelnen Kristalle ist sehr verschieden; sie erreicht häufig das 3—5fache der oben angegebenen Dimen-

sionen. Die Untersuchung auf Ca ergab etwa $\frac{1}{10}$ % Gehalt an solchem; wenig Fe ist in den gelben Varietäten vorhanden.

2. Diskussion der Symbolzahlen des Cölestins.

Die Diskussion der Symbolzahlen des Baryt habe ich in Beil.-Bd. XXXII. p. 86 des N. Jahrb. durchgeführt und dort die typischen Formen von den nicht typischen, worunter ich Vizinalflächen, unsichere Formen, krumme Flächen etc. verstehe, getrennt. Daran anschließend möchte ich auch von dem isomorphen Cölestin eine Zusammenstellung der typischen und nicht typischen Formen geben.

Eine Aufzählung der am Cölestin beobachteten Formen finden wir bei Grunenberg, Inaug.-Diss. Univ. Erlangen, Breslau 1892; Ref. in Zeitschr. f. Krist. 1895. **24.** p. 199—201, bei V. Goldschmidt, Winkeltabellen 1897 p. 98 und Index 1886. **1.** p. 447—452 und bei N. Surgonoff, Bull. de la Soc. Imp. des Naturalistes de Moscou 1904. p. 439—442. Alle drei geben eine Literaturübersicht für die zu jener Zeit bekannten Formen.

Die Durchführung der Diskussion erfolgte analog derjenigen des Schwerspats und soll hier nicht besonders angeführt werden. Es existieren beim Cölestin 61 typische und 30 nicht typische Formen.

a) Typische Formen.

		Goldschm.	Miller			Goldschm.	Miller
1.	c	0	001	32.	e	$\frac{3}{4}0$	304
2.	b	0∞	010	33.	k	10	101
3.	a	$\infty 0$	100	34.	k_{11}	20	201
4.	p	2∞	210	35.	α	$\frac{1}{5}$	115
5.	t	$\frac{5}{3}\infty$	530	36.	q	$\frac{1}{4}$	114
6.	u	$\frac{3}{2}\infty$	320	37.	f	$\frac{1}{3}$	113
7.	ω	$\frac{7}{5}\infty$	750	38.	s	$\frac{1}{2}$	112
8.	m	∞	110	39.	z	1	111
9.	𝔳	$\frac{5}{2}\infty$	520	40.	Q	$\frac{3}{2}$	332
10.	Π	$\infty\frac{5}{3}$	350	41.	σ	2	221
11.	Π_1	$\infty\frac{5}{4}$	450	42.	β	12	121
12.	x_1	$\infty\frac{3}{2}$	230	43.	Θ	13	131
13.	𝔷	$\infty\frac{8}{5}$	580	44.	𝔭	23	231
14.	Γ	$\infty\frac{5}{2}$	250	45.	η	$\frac{1}{6}1$	166
15.	n	$\infty 2$	120	46.	χ	$\frac{1}{4}1$	144
16.	ϱ	$0\frac{1}{8}$	018	47.	ψ	$\frac{1}{3}1$	133
17.	Y	$0\frac{1}{7}$	017	48.	y	$\frac{1}{2}1$	122
18.	r	$0\frac{1}{5}$	015	49.	y_1	$\frac{3}{2}1$	322
19.	i	$0\frac{1}{3}$	013	50.	𝔣	$\frac{1}{2}\frac{1}{4}$	214
20.	h	$0\frac{1}{2}$	012	51.	𝔢	$\frac{1}{2}\frac{1}{3}$	326
21.	k_1	$0\frac{3}{5}$	035	52.	μ	$\frac{1}{2}\frac{3}{2}$	132
22.	ζ	$0\frac{2}{3}$	023	53.	τ	$\frac{1}{2}2$	142
23.	o	01	011	54.	ϑ	$\frac{1}{2}2$	142
24.	ε	02	021	55.	υ	$\frac{3}{4}\frac{1}{2}$	324
25.	δ	$\frac{1}{8}0$	108	56.	A	$\frac{1}{3}\frac{4}{3}$	143
26.	φ	$\frac{1}{6}0$	106	57.	x	$\frac{1}{5}\frac{3}{5}$	135
27.	c	$\frac{1}{5}0$	105	58.	E	$\frac{1}{6}\frac{2}{3}$	146
28.	l	$\frac{1}{4}0$	104	59.	η_1	$\frac{2}{5}\frac{7}{5}$	275
29.	ν	$\frac{2}{7}0$	207	60.	D	$\frac{2}{5}\frac{1}{5}$	215
30.	g	$\frac{1}{3}0$	103	61.	G	$\frac{1}{9}\frac{2}{3}$	169
31.	d	$\frac{1}{2}0$	102				

Winkeltabelle.

Seit Erscheinen der Goldschmidt'schen Winkeltabelle 1897 sind 14 sichere neue Formen hinzugekommen, deren Winkel ich berechnet habe[1]. Es sind dort nachzutragen:

No.	Buchstaben	Symb.	Mill.	φ	ϱ	ξ_0	η_0	ξ	η	X (Prismen) (x : y)	y	d $= tg\,\varrho$
1.	$\mathfrak{v}$	$\frac{5}{2}\infty$	520	72° 39′	90° 00′	90° 00′	90° 00′	72° 39′	17° 21′	3,2006	∞	∞
2.	Γ_1	$\infty\frac{5}{4}$	450	45 41	90 00	90 00	90 00	45 41	44 19	1,0245	″	″
3.	x_1	$\infty\frac{3}{2}$	230	40 29	90 00	90 00	90 00	40 29	49 31	0,8535	″	″
4.	$\mathfrak{z}$	$\infty\frac{8}{5}$	580	38 40	90 00	90 00	90 00	38 40	51 20	0,8001	″	″
5.	Π	$\infty\frac{5}{3}$	350	37 32	90 00	90 00	90 00	37 32	52 28	0,7681	″	″
6.	T	$\infty\frac{5}{2}$	250	27 07	90 00	90 00	90 00	27 07	62 53	0,5121	″	″
7.	Y	$0\frac{1}{7}$	017	0 00	10 23	0 00	10 23	0 00	10 23	0	0,1832	0,1832
8.	k_1	$0\frac{3}{5}$	035	0 00	37 35	0 00	37 35	0 00	37 35	0	0,7698	0,7698
9.	φ	$\frac{1}{6}0$	106	90 00	15 19	15 19	0 00	15 19	0 00	0,2737	0	0,2737
10.	k_{11}	20	201	90 00	73 04	73 04	0 00	73 04	0 00	3,2850	0	3,2850
11.	Q	$\frac{3}{2}$	332	52 00	72 16	67 54	62 53	48 39	35 54	2,4638	1,9248	3.1267
12.	$\mathfrak{p}$	23	231	40 29	78 49	73 04	75 26	39 34	48 16	3,2851	3,8490	5,0600
13.	y_1	$\frac{3}{2}1$	322	62 29	70 12	67 54	52 04	56 33	25 46	2,4638	1,2830	2,7782
14.	λ_1	$\frac{2}{5}\,\frac{7}{5}$	275	20 05	62 24	33 18	60 54	17 43	56 20	0,6570	1,7958	1,9135
15.	G	$\frac{1}{9}\,\frac{2}{3}$	169	12 03	41 10	10 21	40 33	7 54	40 04	0,1825	0,8553	0,8742

[1] Dazu kommen noch die Winkel der Form G = $\frac{1}{9}\,\frac{2}{3}$, die bei Goldschmidt für $\frac{1}{9}\,\frac{2}{9}$ berechnet sind. In Goldschmidt's Winkeltabellen 1897. p. 99 finden wir die Form G = $\frac{1}{9}\,\frac{2}{9}$', es ist wohl G = $\frac{1}{9}\,\frac{2}{3}$ gemeint, da Goldschmidt im Index 1886. 1. p. 451 auch dieses Symbol mit G bezeichnet; eine Form $\frac{1}{9}\,\frac{2}{3}$ ist in der Literatur nirgends verzeichnet.

b) Nicht typische Formen.

No.	Buchst.	Symbol		Autor	Jahr	Originalarbeit	Referat
		Goldschm.	Miller				
1.	γ'	$\frac{6}{5}\infty$	650	Auerbach	1869	Sitzungsber. Akad. Wien. **59.** 549.	
2.	A'	$\frac{10}{3}\infty$	10 . 3 . 0	Zimányi	1887	Math. és term. tud. Értesitö. **6.** 84—87.	Zeitschr. f. Krist. 1890. **17.** 512.
3.	ξ^2	$0\frac{1}{20}$	0 . 1 . 20	Buchrucker	1891	Zeitschr. f. Krist. **19.** 153—161.	
4.	ξ	$0\frac{1}{12}$	0 . 1 . 12	Phillips	1823	Mineralogie. 186.	
5.	ξ^1	$0\frac{1}{10}$	0 . 1 . 10	Buchrucker	1891	Zeitschr. f. Krist. **19.** 153—161.	
6.	a	$0\frac{1}{9}$	0 . 1 . 9	Manasse	1907	Atti della Soc. Tosc. d. Sc. Nat. in Pisa.	„ „ 1909. **46.** 478.
7.	n	$0\frac{1}{7}$	017	Zambonini	1904	Rendic. R. Accad. d. Lincei Rom. **13.** 37. **23.** 155. 1 sem.	„ „ 1906. **42.** 47.
8.	P'	$0\frac{6}{7}$	067	Eakle	1908	Univ. of Calif. Publ.; geol. Bull. **5.** 225.	„ „ 1911. **48.** 114.
9.	P''	$0\frac{8}{7}$	087	Artini	1893	Rend. del R. Istituto Lombardo Ven. **26.** (ser. II.) 323.	
10.	P'''	$0\frac{15}{2}$	0 . 15 . 2	Prendel	1896	Min. Ges. Petersburg. **34.** 185–193.	
12.	Δ	$\frac{1}{10}0$	1 . 0 . 10	Panebianco	1884	Atti della Soc. Veneto-Trent. di Scienze Naturali. **9.** 1.	„ „ 1886. **11.** 400.
13.	λ	$\frac{2}{11}0$	2 . 0 . 11	Schmidt, A.	1880	Természetraijzi Füzetec. **3.** 4.	„ „ 1882. **6.** 99.
14.	K_1	$\frac{9}{8}0$	908	Stuber	1891	Zeitschr. f. Krist. **19.** 437.	
15.	N	$\frac{7}{5}0$	705	Arzruni u. Thaddéeff	1896	„ „ „ **25.** 39.	

No.	Buchstabe	Symbol Goldschm.	Symbol Miller	Autor	Jahr	Originalarbeit	Referat
16.	L	$\frac{1}{5}1$	155	Stuber	1891	Zeitschr. f. Krist. **19**. 437.	
17.	η	$\frac{2}{7}1$	277	Schmidt, A.	1879	Természetraijzi Füzetec. **3**. 4.	Zeitschr. f. Krist. 1882. 6. 99.
17	σ_1	$\frac{1}{7}1$	177	Surgunoff	1904	Bull. de la Soc. Imp. des Natur. de Moscon. **18**. 443.	
18.	ƀ	$\frac{1}{10}1$	1 . 10 . 10	Buchrucker	1891	Zeitschr. f. Krist. **11**. 400.	
19.	π	$\frac{1}{16}1$	1 . 16 . 16	Websky	1857	Zeitschr. d. geol. Ges. **9**. 303.	
20.	R	$\frac{1}{19}1$	1 . 19 . 19	"	"	" " " " " "	
21.	F	$\frac{1}{7}\frac{8}{7}$	1 . 8 . 7	"	"	" " " " " "	
22.	ω	$\frac{1}{2}\frac{6}{5}$	5 . 12 . 10	"	"	" " " " " "	
23.	J	$\frac{1}{24}\frac{2}{3}$	1 . 16 . 24	"	"	" " " " " "	
24.	H	$\frac{1}{23}\frac{24}{23}$	1 . 24 . 23	"	"	" " " " " "	
25.	P	$\frac{5}{2}3$	562	Artini	1893	Rend. del R. Inst. Lomb. Ven. **26**. 323.	" " 1909. **46**. 495.
26.	m	$\frac{1}{6}\frac{7}{6}$	176	Couyat	1907	Compt. Rend. d. Séance de l'Ac. d. Sc. Paris. **145**. 504.	" " 1909. **46**. 495.
27.	v_1	$\frac{5}{4}\frac{1}{2}$	524	Stuber	1891	Zeitschr. f. Krist. **19**. 437.	
28.	r	$\frac{3}{7}\frac{2}{7}$	327	Manasse	1907	Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat. in Pisa. **23**. 125.	" " 1909. **46**. 478.
29.	B	$\frac{1}{3}\frac{5}{3}$	153	Arzruni	1872	Zeitschr. d. geol. Ges. **24**. 481.	
30.	K	$\frac{2}{3}\frac{5}{3}$	253	Websky	1857	" " " " **9**. 303.	

Vorstehend habe ich die von mir nicht als sicher anerkannten Formen mit Angabe der Literatur aus den bereits bei der Diskussion der Barytformen [1] dargelegten Gründen nochmals zusammengestellt.

[1] Beil.-Bd. XXXII des N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. p. 87.

Innere oder äussere Ursachen der Deformationen von Salzgesteinen?

(Ein Nachwort an Herrn R. Lachmann.)

Von **K. Andrée** in Marburg a. L.

Vor mir liegt eine „Über diagenetische Deformationen von Salzgesteinen“ [1] betitelte Entgegnung des Herrn R. Lachmann [2] auf einige kurze abweisende Bemerkungen, die ich während eines vor der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften in Marburg am 10. V. 1911 gehaltenen Vortrags [3] anhangsweise dem „Salzkrampf“ desselben gewidmet habe. Da die meinen Vortragsbericht enthaltende Zeitschrift nur Mitgliedern der betreffenden Gesellschaft ihre Spalten öffnet und sich L. für seine „Entgegnung“ dieses Centralblatt auserkoren hat, möge mir an gleicher Stelle folgendes Nachwort gestattet sein.

Was im allgemeinen meine Stellung zu L.'s Deutungen der nordwestdeutschen Salztektonik betrifft, so hatte mir vor Erhebung meines Vorwurfes der allzu phantastischen Anwendung des Drucks kristallisierender Substanzen L.'s erster kurzer Vortragsbericht [4] schon vollends gezeigt, auf welchem Wege sich seine Ideen bewegen, Grund genug, um denselben bei der Fülle der heute erscheinenden Literatur nicht weiter nachzugehen. Nunmehr habe ich dieses jedoch durch Studium des „Salzauftriebs“ nachgeholt, mit dem Ergebnis, daß ich meinen Vorwurf voll und ganz aufrecht erhalten und mehr als bisher L.'s zu weitgehende Deutung der „leidenschaftlichen Bewegung“ der Salzmassen, der „Arabesken“ und „Steingewoge“ für verfehlt halten muß. Hierdurch erledigt sich für mich Absatz 3 in L.'s „Entgegnung“.

Man müßte ein Buch schreiben von dem Umfang des „Salzauftriebs“, um alle die falschen Voraussetzungen und gezwungenen Deutungen nachzuweisen, die L. veranlaßt haben, nach einer von der bisherigen, die wirklichen Kenner der Geologie Nordwestdeutschlands befriedigenden Deutung abweichenden Erklärung zu suchen. Ich stimme Harbort völlig zu, wenn derselbe schreibt [5]: „Leider hat er“ (nämlich L.) „weder selbst speziellere Untersuchungen über den Gebirgsbau angestellt, noch daran gedacht, die zahlreichen tektonischen Arbeiten älterer Autoren über Nordwestdeutschland eingehender zu studieren.“ Im übrigen verzichte

[1] Vergl. dies. Centralbl. p. 534—536.

[2] Im folgenden mit L. abgekürzt.

[3] K. Andrée, Über die geologische Bedeutung des Drucks wachsender Kristalle und die Frage nach dessen physikalischer Erklärung. Sitzungsber. Ges. zur Beförd. ges. Naturw. zu Marburg. No. 1 vom 10. V. 1911. 9 p. p. 8, 9.

[4] Monatsber. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. p. 113—116.

[5] Monatsber. deutsch. geol. Ges. **63**. 1911. p. 267.

ich hier darauf zu wiederholen, was HARBORT[1] und andere gegen die Hypothesen L.'s bereits vorgebracht haben, wie überhaupt auf ein Eingehen auf diese, die Tektonik betreffenden Fragen; dies um so mehr, als soeben auch H. STILLE[2] die geologische Seite der Frage behandelt hat in einer Weise, die auf allgemeine Zustimmung rechnen darf. Ich sehe vielmehr mit Ruhe der Erörterung entgegen, welche L. über „Die Plastizität der Salze . . . im Zusammenhang mit allgemeinen Untersuchungen über die als Deformatoren in Betracht kommenden physikalischen Kräfte“ in Aussicht gestellt hat. Diese Erörterung hätte füglich an den Anfang der ganzen Untersuchungen überhaupt gestellt werden sollen, wenn anders der Verfasser bei den allgemein bekannten Stauchungsverhältnissen unserer Salzlagerstätten auf Berücksichtigung seiner Ideen Anspruch machte. Erst nachdem dieser (schon von anderer Seite gerügte) offenbare Fehler in der Anlage der „geophysikalischen Studien über den Bau der Salzmassen“ beseitigt sein wird, werde ich vielleicht die Zeit für gekommen erachten, auf das Prinzipielle der fraglichen Erscheinungen eingehender zurückzukommen.

Es bleibt mir nunmehr, nach allgemeiner Kennzeichnung meines Standpunktes, übrig, auf den Rest der „Entgegnung“ L.'s einzugehen. Derselbe möchte auf diagenetische Umkristallisierungen von Kieserit Zusammenkrümmungen von Lagen dieses Salzes zurückführen. L. hätte gut daran getan, meine Bemerkungen über „Die Diagenese der Sedimente . . .[3], welche ich in Anm. 1 meines Vortragsberichtes zitiert habe, zu studieren, bevor er im Hinblick auf den letzteren zu schreiben sich erlaubte, daß mir „doch einige chemisch-physikalische Tatsachen entgangen zu sein“ schienen. Denn bei aufmerksamem Lesen dieser Bemerkungen und Berücksichtigung der Tatsache, daß ich in meinem Vortrag von Kieserit, nicht aber von Hexahydrat oder Reichardtit sprach, würde er wohl zu der Überzeugung gekommen sein, daß ich lediglich diagenetische Umlagerungen innerhalb der durch die Formel $MgSO_4 . H_2O$ bezeichneten Verbindung des Kieserits im Auge hatte. Daß hierbei Zusammenkrümmungen entstehen, dürfte L. kaum zugeben, und es ergibt sich hieraus die Berechtigung meines Satzes: „Vollkommen irrtümlich ist aber die Anschauung von L., daß sich Kieseritlagen durch diagenetische Umkristallisierungen direkt nach der Ablagerung zusammengekrümmt hätten.“ Daß L. tatsächlich etwas anderes, nämlich Änderungen im Kristallwassergehalt der Magnesiumsulfate, meinte, geht erst aus seiner jetzigen „Entgegnung“ her-

[1] Monatsber. deutsch. geol. Ges. **63**. p. 267—276 und **62**. 1910. p. 339, 340.

[2] H. STILLE, Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. „Kali“. V. 1911. Heft 16, 17 (17 p.).

[3] Geologische Rundschau. II. 1911. p. 16—74, 117—130.

vor. Es mag nun zweifelhaft erscheinen, ob man diese Umwandlungen — wenn man bei meiner Umgrenzung des Begriffes der „Diagenese“ bleiben will — noch in denselben einbeziehen soll. Zweifellos liegen sie, soweit sie nahe an der Oberfläche vor sich gehen, in dem Grenzgebiet, das zur Verwitterung hinüberleitet, über welches ich mich in meinem Diagenese-Aufsatz [1] näher ausgelassen habe. Aber auch gesetzt den Fall, daß ich diese unter dem Einfluß der Atmosphärilien erfolgenden Änderungen des Kristallwassergehaltes unter die Vorgänge der Diagenese rechnete; ich bestreite, daß überhaupt eine dünne, oberflächliche Schicht Kieserit, wie L. annimmt, durch Wasseraufnahme sich „zusammenkrampfen“ kann. Wenn der in Halden aufgeschüttete Kieserit bei seinem verhältnismäßig schnellen Übergang in Bittersalz unter vorübergehendem Auftreten der Zwischenstufen das tut, so beweist dieses nichts anderes, wie die Quellfaltung des Anhydrits, welcher unter Belastung bei Wasseraufnahme in Schlangen- oder Gekrösegips übergeht; im übrigen ist der Vorgang ein solcher der Verwitterung und hat mit Diagenese nichts zu tun.

Soweit die Stätte derartiger, auf im Gefolge von Druck- und Temperaturschwankungen auftretende, chemische Umsetzungen zurückgehender Volumenänderungen in der Tiefe der Salzlagerstätten zu suchen ist, stehe ich keineswegs an, sie als diagenetische Vorgänge in Salzlagerstätten zu betrachten, wie ich solche ja ebenfalls angeführt habe [2]. Selbst hiermit verbundene lokale Deformationen gebe ich mit Boeke [3], Harbort [4] und Stille [5] ohne weiteres zu. Bis jetzt aber ist L. uns jeden Beweis schuldig geblieben, daß Umsetzungen jener Art den von ihm angenommenen Betrag der Störungen hervorzurufen vermögen, und er hat uns insbesondere auch zu zeigen, wie er sich nunmehr die Überkippungen von Salzlagerstätten (z. B. Kaliwerk Riedel bei Celle) und die gute Erhaltung der stratigraphischen Salzniveaus erklärt.

Was die Anwendung der Lösungsumlagerung auf Grund des Riecke'schen Prinzips durch L. betrifft, so habe ich in meinem Vortrage zwar ihre theoretische Berechtigung zugegeben, zugleich aber betont, daß der Betrag dieser Lösungsumlagerung nur äußerst minimal sein kann. Tatsächlich dürfte derselbe fast = 0 sein, denn da die einzelnen verschieden stark löslichen Salze hierbei in verschiedenem Grade reagieren müßten, könnte unmöglich die Reihenfolge der im großen und ganzen dem van't Hoff'schen

---

[1] Geologische Rundschau. II. 1911. p. 120, 128—130.

[2] Ibidem. p. 120.

[3] H. E. Boeke, Übersicht der Mineralogie, Petrographie und Geologie der Kalisalzlagerstätten. Berlin, Stange 1909.

[4] A. a. O. 1911. p. 275.

[5] A. a. O. p. 8, 17.

Schema entsprechenden stratigraphischen Salzhorizonte in solch' guter Weise erhalten geblieben sein. Wenn E. Kohler[1] für die Entstehung der sogen. Salzstriche von Berchtesgaden diese Lösungsumlagerung nach Riecke mit in Anspruch nimmt, so ist das mit den Verhältnissen von Nordwestdeutschland natürlich nicht zu vergleichen, da dieser Autor ausdrücklich die Alpenfaltung als auslösende Kraft heranzieht, während L. lediglich an den Druck der auflagernden Gebirgsmassen denkt.

Was speziell noch einmal den Kieserit betrifft, so erwarte ich nunmehr, daß L. mir in der Natur, im ursprünglichen, durch Hutbildung nicht veränderten Lager, „verkrampfte" Lagen von Magnesiasulfathexahydrat oder Reichardtit[2] nachweist, die durch diagenetische Wasseraufnahme aus planparallelen Kieseritlagen entstanden sind. Erst wenn L. das gelungen sein wird, werde ich, unbeschadet der Aufrechterhaltung des früher von mir unter ganz anderen Voraussetzungen über den Kieserit Gesagten, diagenetisch entstandene „Zusammenkrampfungen" ursprünglich kieseritischen Materials zugeben können.

In bezug auf den „Salzspiegel" hätte mich L. nicht zu belehren brauchen, daß Fulda dieses Wort geprägt und die Erscheinung zutreffend gedeutet hat. Ich frage ihn vielmehr, welcher Unterschied besteht zwischen diesem „Salzspiegel" der neueren Autoren und dem „Salztischtuch" von C. Ochsenius? Beide Ausdrücke basieren auf den gleichen Erfahrungstatsachen.

Nach alledem aber überlasse ich dem Urteil des Lesers festzustellen, inwieweit der letzte Absatz in der „Entgegnung" L.'s sich von selber erledigt.

Marburg, den 10. September 1911.

Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergute.

Von Dr. **E. Spengler**.

In diesem Gebiete, welchem im vorigen Jahre Cl. Lebling[3] eine Untersuchung gewidmet hatte, ist der Verfasser auf Grund seiner Studien in den Sommermonaten 1910 und 1911 zu einem wesentlich anderen tektonischen Resultat gelangt als Cl. Lebling.

[1] Über die sogen. Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden. Geognost. Jahresh. **16**. 1903. p. 105—124.

[2] Von diesen beiden Salzen ist bekanntlich das erstere in unseren Salzlagern bisher überhaupt noch nicht, der Reichardtit nur aus den Verwitterungs- = Kaïnit-Hüten bekannt geworden, über deren Struktur wir jedoch bisher sehr wenig orientiert sind.

[3] Cl. Lebling, Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau-Strobl" im Salzkammergut. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. 1911. p. 535.

Der Sockel des Sparberhorns besteht an seiner NW-Seite und seinem Südende aus Hauptdolomit (östliche Fortsetzung der Hauptdolomitwände oberhalb von St. Gilgen[1]), der weiße Riffkalk, welcher den Gipfel des Berges und den Kleefels zusammensetzt, wird als Plassenkalk gedeutet. Grund für diese Umdeutung ist die vollständige petrographische Übereinstimmung mit den durch Fossilfunde als tithonisch erkannten Kalken des Bürglsteins[2] bei Strobl und die innige Verknüpfung mit Hornstein führenden Oberalmer Schichten, auf deren Anwesenheit Cl. Lebling[3] zuerst aufmerksam gemacht hat. Dadurch erweist sich das Sparberhorn als Bestandteil der Schafberggruppe und zugleich als die Region, in der sich im Oberjura der Übergang von der Plassenkalkfazies der Schafberg- zu der Aptychenkalkfazies der Osterhorngruppe vollzieht. Erst südwestlich des Sparberhorns setzt mit der Blechwand die eigentliche Osterhornfazies ein, welche durch das ausschließliche Auftreten von Aptychenkalken im Oberjura charakterisiert ist. Weiter gegen Osten verschwindet die Zone des Sparberhorns zunächst unter der Gebirgsgruppe des Rettenkogels und taucht erst wieder im Ischler Kalvarienberge hervor, wo fossilführender Plassenkalk[4] mit einer Unterlagerung von Oberalmer Schichten erscheint. Noch weiter im Osten und Süden gehört wohl der Höherstein. ferner der Zug Jochwand-Predigtstuhl bei Goisern zu derselben tektonischen Einheit.

Die Dolomit- und Dachsteinkalkmassen des Retten- und Rinnkogel, ferner des Katergebirges bilden mindestens nördlich der Linie Goisern—Wilde Kammer eine Überschiebungsdecke, da am West-, Nord- und Ostrand an mehreren Stellen die Überschiebungsfläche unmittelbar aufgeschlossen ist. Diese Überschiebung wurde zuerst von E. Haug[5] erkannt, welcher diese Gruppe der Dachsteindecke zurechnete. Die Fazies hingegen kann nicht als reine Dachsteinfazies bezeichnet werden, da über den *Cardita*-Schichten noch einige hundert Meter Dolomit folgt; erst höher oben stellt sich wohl geschichteter, auch noch durch dolomitische Bänke unterbrochener Dachsteinkalk mit Megalodonten ein. Die Fazies zeigt dadurch eine derartige Annäherung an die Entwicklung des der Schafberggruppe angehörigen Leonsberges, daß der Faziesgegensatz allein keineswegs die Zurechnung zu einer selbständigen Decke rechtfertigen würde, wenn nicht die Überschiebung an einzelnen

[1] E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitt. der Geologischen Gesellschaft in Wien. IV. Bd. 1911. p. 262.

[2] E. Spengler, l. c. p. 207.

[3] Cl. Lebling, l. c. p. 555.

[4] E. Kittl, Exkursionsführer des IX. internationalen Geologenkongresses. IV. Salzkammergut, p. 41.

[5] E. Haug, Sur les nappes de charriage du Salzkammergut (Comptes rendus acad. d. Sc. Paris 1908).

Stellen tatsächlich zu beobachten wäre. An der Basis der Gebirgsgruppe Rettenkogel-Katergebirge läßt sich aus dem mittleren Strobl-Weißenbachtale um die Nordseite herum bis in die Gegend von Laufen an der Traun ein nahezu kontinuierlicher — nur nördlich des Rettenkogel durch auflagerndes Gosankonglomerat oberflächlich unterbrochener — Streifen von Hallstätter Kalken verfolgen, der in der nächsten Umgebung von Ischl von Mojsisovics durch Fossilfunde als norisch erkannt wurde und an mehreren Stellen von Gutensteiner Kalk und Werfener Schiefern mit Haselgebirge unterlagert wird. Da diese Hallstätter Kalke bei Laufen den Ramsaudolomit unterlagern, da sie ferner eine abweichende Tektonik zeigen — die Ramsaudolomite und Dachsteinkalke nördlich des Goiserner Weißenbachtales zeigen den Bau des Nordflügels einer mächtigen Antiklinale, die Hallstätter Kalke darunter scheinen im wesentlichen flach zu liegen —, möchte ich für diese mit Haug eine eigene Decke annehmen, welche zwischen Bayrischer Decke (Schafberg- und Osterhorngruppe) und Dachsteindecke (Hauptmasse von Rettenkogel und Katergebirge) eingeschaltet ist.

Höchst eigentümlich ist nun das Verhältnis der Gosauschichten diesen Überschiebungen gegenüber. Während die Gosauschichten über die Grenze zwischen Schafberg- und Osterhorngruppe[1], ferner über den Ausbiß der Überschiebung zwischen Hallstätter und Dachsteindecke ungehindert hinwegtransgredieren — die dem Dachsteinkalk auflagernden Gosaukonglomerate führen Gerölle von rotem Hallstätter Kalk in großer Zahl —, sind die Gosauserien, welche der bayrischen (Schafberg- und Osterhorn-) Serie einerseits und dem Komplexe Hallstätter + Dachsteinserie anderseits aufliegen, faziell sehr scharf getrennt, indem diese durch über 200 m mächtige Konglomerate, jene durch die Beschränkung der Konglomerate auf einzelne Bänke und das Auftreten von roten Nierentaler Schichten charakterisiert ist. Diese entspricht in ihrer Zusammensetzung der Gosau der Schafberggruppe, jene ist von der Schafberggosau deutlich verschieden. Diesen Faziesunterschieden entsprechen auch Altersunterschiede, indem die dem Komplex Hallstätter + Dachsteindecke aufgelagerten Gosauschichten die stratigraphisch älteren zu sein scheinen, wie die Untersuchung der Hippuriten gezeigt hat. Es ist nicht nur die Auflagerung der einen Gosauserie auf der bayrischen, die der anderen auf Hallstätter + Dach-

[1] In der „Schafberggruppe“ gab ich der Meinung Ausdruck, daß diese Schubfläche wahrscheinlich tertiären Alters sei. Nun stehe ich auf dem Standpunkt, daß sich diese Dislokation schon vor Ablagerung der Gosauschichten bildete, nach Ablagerung derselben aber auf einer von St. Gilgen bis Strobl dem Südrande des Gosaubeckens folgenden Linie nochmals Bewegungen eintraten, eine Möglichkeit, die auch schon in der „Schafberggruppe“ p. 269 in Erwägung gezogen wurde.

steinserie, sondern auch das Einfallen der unteren Gosau unter letzteren Deckenkomplex an mehreren Stellen deutlich aufgeschlossen.

Um nun dem allmählichen Übergang der Dachstein- in die bayrische Fazies, ferner der Zwischenschaltung der fremdartigen Hallstätter Entwicklung zwischen die beiden anderen gegeneinander konvergierenden Fazies einerseits, der eigentümlichen Stellung der Gosauschichten anderseits gerecht zu werden, wird man zur Annahme zweier zeitlich getrennter Überschiebungsphasen geführt, und zwar in folgender Weise:

Eduard Suess[1] hat die Ansicht ausgesprochen, daß die Hallstätter Entwicklung an der Basis der eigentlichen ostalpinen Entwicklung liegt. Nun kann man sich vorstellen, im wesentlichen dieser Hypothese folgend, daß vor Ablagerung der Gosauschichten zunächst eine Decke über die Hallstätter Kalke überschoben wurde, welche im Norden die bayrische Fazies aufweist, die gegen Süden allmählich in die Dachsteinfazies übergeht. Den ganzen Komplex kann man mit Suess als „Dachstein-Kallenberg-Osterhornfazies" bezeichnen. Durch die darauf folgende Erosion nun wurde diese Decke, die in sich wieder die mannigfaltigsten Störungen aufweist, an mehreren Stellen zerstört, so daß schon vor Ablagerung der Gosauschichten die Hallstätter Kalke in zahlreichen Fenstern zutage traten, und die Gosauschichten bald über bayrische, bald über Hallstätter, bald über Dachsteingesteine transgredierten. Nun kam es bei der tertiären Gebirgsbildung zu neuerlichen, großen Überschiebungen: erst durch diese ist die Überschiebung der Rettenkogel-Katergebirgsgruppe mit ihrer auflagernden Gosau über die gleichfalls Gosauschichten tragenden Gruppen des Schafberges und Osterhornes — und damit die Zwischenschaltung der Hallstätter Entwicklung — erfolgt. Nur diese jüngere Überschiebung ist im Landschaftsbilde deutlich morphologisch ausgeprägt. Doch möchte ich bemerken, daß die Hypothese der zwei zeitlich getrennten Überschiebungsphasen aus dem Grunde mit größter Vorsicht ausgesprochen werden muß, da die Hallstätter Kalke an der entscheidendsten Stelle, an der Westseite des Rettenkogels, nur durch ihre petrographische Beschaffenheit und ihre tektonische Stellung als solche gekennzeichnet sind, aber sich leider bisher als vollkommen fossilleer erwiesen haben; hingegen konnte das tertiäre Alter der Überschiebung der Rettenkogel-Katergebirgsgruppe mit Sicherheit festgestellt werden.

Eine eingehende Begründung der hier dargelegten Ansichten in Verbindung mit einer geologischen Karte und einer Reihe von Profilen wird in den „Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien" erscheinen.

[1] E. Suess: Antlitz der Erde III $_2$ p. 203.

Neue Binnenconchylien aus den Hydrobienschichten des Hessler.

Von **Carlo H. Jooss**, Stuttgart.

Im Nachfolgenden möchte ich auf 3 neue Conchylienarten kurz hinweisen, welche aus den untermiocänen Hydrobienkalken des Heßler, der bekannten Fundstelle bei Mosbach-Biebrich, stammen, dessen Conchylienfauna von mir demnächst a. a. O. beschrieben wird. Diese 3 neuen Arten sind:

1. *Omphalosagda hydrobiarum* (Jooss), welche von den oberoligocänen Arten *O. goldfussi* (Thomae) von Hochheim-Flörsheim am Main und *O. subrugulosa* (Sdbgr.) von Thalfingen und Eggingen bei Ulm durch ihr viel niedrigeres, oberseits flacheres Gehäuse, die breiteren, flacheren Umgänge und den engeren Nabel sofort zu unterscheiden ist.

2. *Acanthinula hessleranaa* (Jooss) ist eine der *A. tuchořicensis* (Klika) aus dem untermiocänen Süßwasserkalk von Tuchořic in Böhmen nahestehende Art, ist aber größer als dieselbe und besitzt einen Umgang weiter, auch sind die Umgänge bei unserer Art weniger stark gewölbt und zeigen nicht die feine Spiralstreifung wie bei *A. tuchořicensis*.

3. *Limnaea Kinkelini* (Jooss) steht den untermiocänen Arten *L. subpalustris* (Thomae) und *L. girondica* (Noulet) nahe, ist aber schlanker als die erstere und bauchiger als die letztere.

Ueber eine Untercoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen.

Von **Alexander Fuchs**.

Im Jahre 1904 veröffentlichte F. Drevermann seine bekannte Arbeit: Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald)[1]; diese bringt außer einer wertvollen Bereicherung unserer Kenntnis der Siegener Fauna einen kurzgefaßten stratigraphischen Teil, in dem nicht ohne Vorbehalt folgende Gliederung der Siegener Stufe aufgestellt wird:

1. wahrscheinlich älterer Horizont mit *Rensselaria crassicosta* als Bankbildner.
2. Seifener Schichten.
3. Schieferhorizont mit zahlreichen Dachschieferlagen (gleichalterig mit dem Hunsrückschiefer).
4. Hangender Horizont von Herdorf (Untercoblenz).

Ungefähr gleichzeitig mit Drevermann begann A. Denckmann seine stratigraphischen Untersuchungen im Siegener Gebiet und veröffentlichte im Jahre 1904/05 eine kleine Mitteilung: „Zur

[1] Palaeontographica. 50. 1904.

Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes"[1], in der er den Nachweis erbrachte, daß das zwischen dem Müsener Gebirge und Welschenennest anstehende rote Gebirge unter zweifellosen Siegener Schichten liegt und demnach als Gédinnien zu deuten ist.

In den Jahren 1906 und 1907[2] ließ er dann zwei weitere Abhandlungen erscheinen, in denen er eine eingehendere Gliederung der Siegener Schichten aufstellte. Er unterscheidet 6 Horizonte, die sich zwar teilweise mit den Drevermann'schen decken, aber auch da, wo dies der Fall ist, z. T. eine andere stratigraphische Stellung erhalten. Insbesondere betont Denckmann, daß nicht alles, was Drevermann unter dem Namen „Seifener Schichten" zusammenfaßt, in ein und dasselbe Niveau gehört und daß die eigentliche Seifener Fauna nicht unter, sondern über dem Tonschieferhorizont liegt. Daraus wird ganz natürlich gefolgert, daß der Tonschieferhorizont nicht als ein Äquivalent des Hunsrückschiefers aufgefaßt werden darf; gegen eine solche Deutung und die daraus notwendigerweise abzuleitende Auffassung von dem Untercoblenzalter des Hangenden, d. h. also der Herdorfer Schichten, hatte sich auch Verfasser mit Rücksicht auf die völlige Verschiedenheit der Herdorfer Fauna von der echten Hunsrückschiefer- und Untercoblenzfauna entschieden ausgesprochen[3].

Am Mittelrhein oberhalb St. Goarshausen, dem klassischen Gebiet der echten Hunsrückschieferentwicklung, kannte der Verfasser damals schon viele Dutzend Arten aus zweifellosem Hunsrückschiefer, unter denen eine erhebliche Zahl solcher Formen vertreten war, die bisher nur in den Coblenzschichten gefunden wurden; insbesondere ließen sich auch manche der für bezeichnend gehaltenen Coblenz-Spiriferen wie: *Hercyniae arduennensis* var. *antecedens*, *subcuspidatus* und *carinatus* in sicherem Hunsrückschiefer nachweisen[4]. Zu ihnen kommen noch zahlreiche andere Brachiopoden, Lamellibranchier und Cephalopoden. Nimmt man von ihnen solche Arten weg, die durch das ganze rheinische Unterdevon gehen oder dem Hunsrückschiefer eigentümlich sind, dann bleibt noch eine kleine Zahl von Formen übrig, die mit einer einzigen Ausnahme — *(Centronella) carinatella* — nur nach oben, nicht nach

---

[1] Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **25**. 1904/05.

[2] Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. 1907. v. Koenen-Festschrift. — Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **27**. 1906.

[3] cf. ibid. p. 16.

[4] A. Fuchs: Über neuere Beobachtungen im Unterdevon der Loreleigegend. Jahrb. Nassau. Ver. f. Naturk. **54**. 1901. — Die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **24**. 1903/04. — Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblenzschichten am Mittelrhein. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1907.

unten durchgehen; hierzu kommt, daß es bisher nirgends gelungen ist, auch nur ein einziges der bezeichnenden Siegener Fossilien im Hunsrückschiefer wiederzufinden. Im schroffsten Gegensatz zu dieser Tatsache steht die andere, daß eigentliche Untercoblenzformen in den Herdorfer Schichten und in dem Tonschieferhorizont völlig fehlen, während so bezeichnende Siegener Arten wie: *Orthis personata*, *Spirifer primaevus*[1] und *hystericus*, *Rensselaeria crassicosta* und *strigiceps*, *Actinodesma obsoletum*, *Goniophora excavata* etc. in weiter Verbreitung und stellenweise großer Häufigkeit in beiden Horizonten gefunden worden sind. Damit verliert die Annahme von einer Äquivalenz des Hunsrückschiefers mit irgend einem Teil der Siegener Schichten und ferner die Deutung der Herdorfer Schichten als Untercoblenz jede Berechtigung.

Hier möchte ich nicht den Hinweis unterlassen, daß bereits E. Holzapfel, obwohl auch er die Äquivalenz von Hunsrückschiefer und Siegener Schichten vertritt, doch auf Grund umfassender Studien am Mittelrhein zu der Ansicht kam, daß ein faunistischer Beweis für die Gleichalterigkeit beider Stufen bisher nicht erbracht sei[2].

Somit bleibt nur die Fauna des Taunusquarzits als wirkliches Äquivalent der Siegener Fauna bestehen; sie enthält, wie lange bekannt, alle bezeichnenden Siegener Arten, während ihr jede engere Beziehung zum hangenden Hunsrückschiefer fehlt.

Die Deutung der Herdorfer Schichten als vermutliches Untercoblenz durch F. Drevermann war, wie bereits erwähnt, die natürliche Folgerung aus der für den Siegener Tonschieferhorizont angenommenen stratigraphischen Stellung. Daß A. Denckmann die Seifener Fauna ins Hangende der Tonschiefer verlegte, wäre nun immer noch kein vollgültiger Beweis gegen ein mögliches Untercoblenzalter der Herdorfer Stufe. Hier mußte der faunistische Befund entscheiden. Eine von W. E. Schmidt im Jahre 1907[3] veröffentlichte vervollständigte Fossilliste dieses Horizontes erbrachte denn auch den einwandfreien Beweis für die Zugehörigkeit desselben zu den Siegener Schichten.

Allerdings fehlte nun immer noch die Kenntnis des Hangenden, insbesondere eine typische Untercoblenzfauna über dem Herdorfer Horizont. Zwar hatte F. Frech bereits vor langer Zeit eine solche aus der Gegend von Daaden erwähnt, doch fehlte eine genauere

[1] Meine frühere Angabe über das Vorkommen des *Spirifer primaevus* im Hunsrückschiefer muß ich zurückziehen; es handelt sich um eine neue Art.

[2] Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. preuß. geol. Landesanst. 1893. p. 41.

[3] Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes etc. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 28. 1907.

Beschreibung des Fundortes und der Lagerungsverhältnisse, so daß sich die paläontologischen Angaben nicht ohne weiteres zum Zwecke stratigraphischer Spezialgliederung verwerten ließen. Deshalb bedeutete es einen Fortschritt, als es neuerdings A. Denckmann wieder gelang, in der Umgebung von Daaden im Hangenden des Herdorfer Horizontes eine Fauna aufzufinden, die er für Untercoblenz ansprach. Das gesammelte Material, das noch auf gemeinsamen Begehungen mit dem Verfasser vermehrt wurde, übergab er letzterem in entgegenkommender Weise zur Bestimmung. Das Resultat war in jeder Hinsicht erfreulich: Die Fauna erwies sich als völlig verschieden von jener der Herdorfer Schichten und zeigte, wie schon Frech nachgewiesen hatte, weitgehende Übereinstimmung mit den typischen Untercoblenzfaunen des Mittelrheins und der Eifel.

Die führende Schichtenfolge ist wohlaufgeschlossen im Daadenbachtale und im Friedewalder Tale, südöstlich und südlich Daaden; sie legt sich mit S-Fallen auf die in der gleichen Richtung einsinkenden Herdorfer Schichten und setzt sich zusammen aus meist rauhen, dickschiefrigen und sandigen Schiefern mit reichlichen Einlagerungen von festen, dünnplattigen, feinkörnigen Grauwackensandsteinen; eigentliche Dachschiefer von hunsrückartiger Beschaffenheit fehlen; die petrographische Ausbildung der Gesteine, insbesondere der plattigen Grauwackensandsteine, erinnert überaus lebhaft an die typischen Untercoblenzgesteine anderer rheinischer Gebiete. Was auffällt, ist das sehr starke Zurücktreten sandig-flaseriger bis gebänderter Grauwackenschiefer, die in den tieferen Teilen der Siegener Schichten reichlich vertreten sind und dort von A. Denckmann für die Gliederung der Schichten mitverwertet werden; dagegen läßt sich eine bemerkenswerte petrographische Ähnlichkeit mit dem unmittelbaren Liegenden, d. h. also mit den Herdorfer Schichten nicht verkennen; die letzteren zeigen im Vergleich zu den älteren Zonen der Siegener Stufe einen auffallenden Reichtum plattiger Grauwackensandsteine vom Typus der Untercoblenzgesteine. Man kann also, wie ja auch schon Drevermann richtig erkannte, sagen, daß die Entwicklung der Siegener Schichten von unten nach oben eine allmähliche petrographische Annäherung an die Untercoblenzschichten[1] aufweist. Um so bemerkenswerter ist es, daß, wie wir oben sahen, der faunistische Charakter in seinen Hauptlinien unverändert bleibt; somit besteht also zwischen den Herdorfer und den Daadener Schichten eine faunistische Trennung von eben solcher Schärfe, wie wir sie am Mittel-

[1] Über das rheinische Unterdevon etc. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 193. — Frech spricht von einer Einfaltung von Untercoblenzschichten in Siegener Grauwacke bei Daaden, während es sich um gewöhnliche Überlagerung handelt.

rhein zwischen Taunusquarzit und Hunsrückschiefer kennen.

Die Verteilung der einzelnen Gesteinsarten in den Daadener Untercoblenzschichten ist nicht gleichmäßig; es wechseln schieferreichere mit sandsteinreicheren Zonen ab. Der Fossilinhalt ist sehr beträchtlich und auf schiefrige und sandige Bänke verteilt. Im Daadener Tal südöstlich Daaden liegen 4 Fundpunkte: Kohlgarten, Wermigteroth, Brandzange und Kühpäd, östlich von Punkt 313,3 (Meßtischblatt Betzdorf). Jeder derselben hat mehrere, oft zahlreiche fossilführende Bänke geliefert. Im Friedewalder Tal sind ebenfalls 4 Fundorte bekannt. Am besten erhalten sind die Versteinerungen im Daadener Tal. Die einzelnen Fundpunkte werden im folgenden möglichst getrennt besprochen.

Die Fundorte im Daadenbachtale.

1. Kohlgarten.

Westlich von der Steinches Mühle sind in einem kleinen Steinbruche feinkörnige, dünnplattige, infolge des hohen Gehaltes an Eisenhydroxyd oft dunkelbraun gefärbte Grauwackensandsteine entblößt; eine Bank strotzt von *Tentaculites scalaris* Schloth; in der Nähe stehen Bänke voll *Chonetes semiradiata* Sow. und *Centronella confluentina* an; zu diesen häufigsten Arten gesellen sich noch andere Brachiopoden und einige Lamellibranchier. Etwas höher im Gelände liegen an einem neuen Gehängewege gute Aufschlüsse; hier wurden im Distrikt 103 plattige Grauwackensandsteine mit *Chonetes*-Bänken beobachtet; diese enthielten häufig noch *Tropidoleptus laticosta (rhenanus), Spirifer arduennensis* und verschiedene Lamellibranchier. Auch auf der Nordseite des Berges werden Fossilien gefunden.

Das vorherrschende Gestein ist am Kohlgarten der schon erwähnte plattige Grauwackensandstein; untergeordnet sind Einlagerungen uneben spaltender Tonschiefer und rauher Grauwackenschiefer. Die organischen Reste finden sich in allen drei Gesteinsarten, hier jedoch am häufigsten in den Plattensandsteinen. Es wurden gesammelt und bestimmt:

Korallen:

Pleurodictyum problematicum Gf. c.

Brachiopoden:

Orthis circularis Sow. c.
— n. sp.[1]
— *provulvaria* Maur. s.
Orthis vulvaria Schloth. r.
Strophomena (Strophodonta) aff. *gigas* M'Coy. r.

[1] Eine auch am Schloßberg bei Reichenberg (Loreleigegend) beobachtete Form. — Es bedeutet: c = häufig, n = öfter beobachtet, s = vereinzelt, r = selten.

Tropidoleptus laticosta Conr. var. *rhenana* Frech. c.
Chonetes semiradiata Sow. = *plebeia* Schnur. c.
— *sarcinulata* Schloth. c.
Spirifer n. sp. aff. *mediorhenanus* Fuchs[1].
— *subcuspidatus* Schnur. c.
— *incertus* A. Fuchs. s.
Spirifer carinatus Schnur. r.
— *Hercyniae* Gieb. s.
— *arduennensis* Schnur. c.
— *bornicensis* A. Fuchs. r.
Spirigera globula A. Fuchs. s.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. c.
Centronella confluentina A. Fuchs. c.

Lamellibranchier:

Pterinaea costata Gf. c.
Actinodesma Annae Frech. r.
Leiopteria lamellosa Gf. c.
— *Follmanni* Frech. r.
Gosseletia carinata Gf.-Follm. s.
Cucullella solenoides Gf. r.
Ctenodonta Maureri Beush. s.
Nuculana aff. *directa* n. sp. s.
Goniophora rhenana Beush. s.
? *Cypricardella ovata* Beush. (nur ein Abdruck).
Grammysia n. sp.

Gastropoden und Tentaculiten:

Platyceras cf. *subquadratum* E. Kays. (ein Steinkern).
— *Eegense* A. Fuchs (1 Abdruck).
— n. sp.
Bellerophon tumidus Sandb. n.
Pleurotomaria crenatostriata Sandb. n.
Tentaculites scalaris Schloth. c.

Trilobiten:

Homalonotus rhenanus C. Koch. c. (doch nur unvollständige Reste).
Cryphaeus laciniatus F. Roem. s.

2. Wermigteroth.
3. Brandzange SW.

Am Wermigteroth steht neben der Straße zwischen Direnbach und Steinches Mühle eine Bank an, die von *Ch. semiradiata* strotzt und häufiger noch *Tropidoleptus laticosta* var. *rhenana* führt.

Am SW.-Fuß der Brandzange zieht sich nördlich vom Direnbach ein neuer Gehängeweg hin, der eine reiche Fundstelle entblößt; auch hier fällt wieder das massenhafte Auftreten von *Tentaculites scalaris* und *Chonetes semiradiata* auf; ihnen gesellen sich recht häufig auch Lamellibranchier und *Homalonotus*-Reste bei.

Die ganze Schichtenfolge ist ebenso wie am gegenüberliegenden Kohlgarten durch das Vorherrschen der plattigen Grauwackensandsteine ausgezeichnet.

Die reiche Fauna ist hier noch nicht genügend ausgebeutet, das gesammelte Material erst zum Teil bestimmt; ich führe deshalb vorerst nur an:

[1] Eine auch in den Untercoblenzschichten oberhalb der Lorelei vorkommende Art.

Pleurodictyum problematicum Gf.
Chonetes semiradiata Sow.
Tropidoleptus laticosta var. *rhenana* Frech.
Spirifer carinatus Schnur.
Ctenodonta Maureri Beush.
Myophoria inflata A. Roem.
? *Cypricardella elongata* Beush. (schlecht erhalten).
Tentaculites scalaris Schloth.
Homalonotus-Reste.

4. Kühpäd.

Westlich von der Brandzunge geht eine Seitenschlucht zum Daadener Bach hinab: unterhalb dieser zieht sich am Fuße des rechten Gehänges talabwärts der Kühpäd hin und endigt an einem von der Hüllbuche herabkommenden Seitental. Die hier aufgeschlossene Schichtenfolge ist reicher an schiefrigen Zwischenlagen als jene des Kohlgartens; namentlich nach Norden, also zum Liegenden hin, nehmen die Schiefer zu. Fossilien finden sich in großer Reichhaltigkeit in schiefrigen und sandigen Bänken. Denckmann hielt die einzelnen Fundorte, die z. T. bemerkenswerte faunistische Unterschiede aufweisen, auseinander. Vom Liegenden zum Hangenden, also von Nord nach Süd, unterscheidet er vier besondere Fundstellen, die ich auch hier getrennt anführe.

I. Rauher Lamellibranchierschiefer im Liegenden:

Chonetes semiradiata Sow. c.
Limoptera bifida Sandb. (ein zweiklappiges Stück).
Cucullella elliptica Maur. s.
Ctenodonta Maureri Beush. s.
— sp. sp.
Grammysia ovata Sandb. c.
Beyrichia montana Spriest. s.
— *devonica* Jones. s.
— n. sp. c.
Homalonotus armatus Burm. s.
Homalonotus-Reste.

II. *Subcuspidatus*-Bank, sandig.

Chonetes semiradiata Sow. n.
Tropidoleptus laticosta var. *rhenana* Frech. n.
Spirifer incertus A. Fuchs. c.
— *subcuspidatus* Schnur. s.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. c.
Meganteris media Maur. s.
Pterinaea costata Gf. c.
Ctenodonta Maureri Beush. r.

IIa. Sandige Platten, etwas über II.

Chonetes semiradiata Sow. c.
Centronella confluentina A. Fuchs. c.
Cucullella elliptica Maur. c.
— n. sp. aff. *elliptica* et *intermedia*. r.
— *truncata* Stein. c.
— aff. *solenoides* Gf. s.
Ctenodonta Oehlerti Beush. s.
— *Maureri* Beush. s.
Ctenodonta aff. *lamellosa* Beush. s.
Nuculana Frechi Beush. r.
Tentaculites scalaris Schloth. c.
Bellerophon tumidus Sandb. s.
Beyrichia montana Spriest. c.
— n. sp. c.
Homalonotus-Reste.
Cryphaeus laciniatus F. Roem. s.
— sp.
Phacops sp.

III. Hangender Lamellibranchierschiefer.

Petrographisch dem unter I. genannten Gestein recht ähnlich, sind sie auch faunistisch wie dieses durch das häufige Vorkommen von Lamellibranchiern ausgezeichnet, denen gegenüber die Brachiopoden und Gastropoden mehr zurücktreten. Bestimmen ließen sich:

Korallen:

Pleurodictyum problematicum Gf. c.

Brachiopoden:

Orthis circularis Sow. s.
— *rhenana* n. sp.[1]
Strophomena (Stropheodonta) aff. *explanata* Sow. r.
Chonetes semiradiata Sow. c.
Spirifer Hercyniae Gieb. s.
Spirifer carinatus Schnur. s.
— *incertus* A. Fuchs. c.
— *subcuspidatus* Schnur. r.
— aff. *subcuspidatus* Schn. r. (breitrippige Form).

Lamellibranchier:

Leiopteria lamellosa Gf. c.
Cucullella elliptica Maur. c.
— n. sp. aff. *elliptica* et *intermedia*.
Ctenodonta Oehlerti Beush. s.
— *Kayseri* Beush. r.
— *planiformis* Beush. r.
Ctenodonta Maureri Beush. r. (Fundort unsicher.)
Prosocoelus Beushauseni A. Fuchs. r.
Carydium sociale Beush. r.
— sp.
Paracyclas marginata Maur. r.

Tentaculiten und Gastropoden:

Tentaculites scalaris Schloth. r.
Bellerophon (Phragmostoma) rhenanus Drev. s.
Salpingostoma sp. 1.
Pleurotomaria crenatostriata Sdb. s.

Trilobiten:

Cryphaeus laciniatus F. Roem. s.

Wie aus dem Vorhergehenden ersichtlich, zeigen von den am Kühpäd auftretenden Faunen die unter I und II α erwähnten eine besondere Übereinstimmung insofern, als ihnen beiden das Auftreten zahlreicher Beyrichien, darunter der bisher nur aus den Remscheider Schichten bekannten *Beyrichia montana* Spriest. gemeinsam ist. Bemerkenswert ist ferner, daß mit ihnen zusammen *Limoptera bifida* Sandb. erscheint.

Die unter II angeführte Fauna der *Subcuspidatus*-Bank ist ohne Bedeutung, da sie nur Formen von größerer vertikaler Verbreitung enthält.

---

[1] Eine kleine, zierliche Form der *circularis*-Gruppe; die Berippung ist im Verhältnis zur Kleinheit der Schale viel gröber als bei *circularis*. Weit verbreitet im Hunsrückschiefer und in den Untercoblenzschichten am Mittelrhein.

Die Fauna III unterscheidet sich von den vorigen durch das Fehlen der Beyrichien, durch das Auftreten von *Prosocoelus Beushauseni* und einer größeren Anzahl von Spiriferen; auch die *Ctenodonta*-Arten sind z. T. andere als die unter I und II α genannten.

Es ist nicht ohne Interesse, daß *Limoptera bifida* auch hier, ähnlich wie am Mittelrhein, zusammen mit Beyrichienbänken auftritt, anderseits muß es auffallen, daß *Prosocoelus Beushauseni* hier über und nicht — wie am Mittelrhein — unter den beyrichienführenden Bänken erscheint. Diese Tatsache erklärt sich wohl so, daß eine für das mittelrheinische Faziesgebiet berechnete Gliederung eben doch nicht für das faziell wesentlich anders ausgebildete jüngere Unterdevon des südlichen Siegerlandes[1] Geltung behält.

Vergleicht man die Fauna vom Kühpäd als Ganzes noch mit derjenigen vom Kohlgarten, so ergibt sich zwischen beiden eine immerhin bemerkenswerte Verschiedenheit. Weiteren Untersuchungen muß es vorbehalten bleiben, ob sich dieselbe stratigraphisch verwerten läßt.

Die Fundorte im Tale des Friedewalder Baches.

1. Straße nach Oberdreisbach.

In einer feinkörnigen Grauwackensandsteinbank fanden sich: *Chonetes semiradiata* Sow. c., *Rhynchonella daleidensis* F. Roem. var. und *Ctenodonta Maureri* s.

In einer schiefrigen Bank östlich Auf der Burg: Algenreste, *Bellerophon tumidus* und ein unbestimmbarer Fischrest.

2. Hahnenkopf.

Tentaculites scalaris Schloth. war hier häufig.

3. Linkes Ufer gegenüber Herreneichen.

Das führende Gestein sind sandige Grauwackenschiefer und stark gepreßte, durch Eisenhydroxyd dunkelbraun gefärbte Grauwackensandsteine. Es fanden sich:

Orthis circularis Sow. r.
— n. sp.
Tropidoleptus laticosta Conr. var. *rhenana* Frech. c.
Chonetes semiradiata Sow. c.
Spirifer carinatus Schnur. r.
— *subcuspidatus* Schnur. n. (z. T. stark verdrückt).
Rhynchonella daleidensis F. Roem. c.
— *pila* Schnur. r.
Dielasma rhenana Drev. r.
Pterinaea costata Gf. n.
— *expansa* Maur. (1 rechte Schale).
Actinodesma Annae Frech. s.

[1] Vergl. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1907. (Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers etc.)

Leiopteria lamellosa Goldf. c.
Gosseletia carinata Goldfuss-Follm. c.
Ctenodonta Maureri Beush. r.
Platyceras cf. *Eegense* A. Fuchs. r.
Homalonotus cf. *rhenanus* C. Koch. r.

In einer Tonschieferbank fanden sich noch Algenreste.

4. Hohlweg gegenüber dem Friedhofe.

In einem hellen, feinkörnigen Grauwackensandstein kommen vor:

Tropidoleptus laticosta var. *rhenana* Frech. c.
Chonetes semiradiata Sow. c.
Spirifer carinatus Schnur. r.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. c.
Pterinaea costata Goldf. 2.
Leiopteria lamellosa Gf. r.
Gosseletia sp. (schlecht erhaltener Rest).

An der Daadener Ley fand A. Denckmann bisher nur *Spirifer subcuspidatus* Schnur.

Obwohl alle oben angeführten Faunen untereinander mehr oder minder große Unterschiede aufweisen, so stimmen sie doch alle darin überein, daß ihnen ausnahmslos die bezeichnenden Fossilien der Siegener Stufe fehlen, während typische Coblenzformen in bemerkenswerter Zahl und Häufigkeit vertreten sind. Um dies weiter zu verdeutlichen, lasse ich noch eine Gesamtliste der bisher bekannt gewordenen Untercoblenzfauna von Daaden folgen; die nach unserer heutigen Erfahrung für das jüngere Unterdevon bezeichnenden Arten sind in derselben gesperrt gedruckt; ebenso sind die Beziehungen zur Hunsrückschieferfauna, der Untercoblenzfauna anderer Gegenden und zur Siegener Fauna in der Tabelle zum Ausdruck gebracht; ein Kreuz bedeutet das Vorhandensein, ein Punkt das Fehlen der betreffenden Art; ein Fragezeichen deutet an, daß das Vorkommen einer Art in dem betreffenden Horizont noch nicht ganz aufgeklärt ist; zuweilen, wie z. B. bei *Leiopteria lamellosa,* ist es noch zweifelhaft, ob die jüngeren und älteren Formen wirklich identisch sind; in solchen Fällen wurde das Kreuz eingeklammert.

Wie aus der Liste hervorgeht, finden sich von den 67 Daadener Arten wieder:

59 in den Untercoblenzschichten des Mittelrheins und der Eifel.
28 im Hunsrückschiefer (nur 1, *Platyceras subquadratum,* ist fraglich).
23 in den Herdorfer Schichten, darunter 18 sicher, 5 fraglich.
26 in den liegenden Siegener Schichten, darunter 19 sicher, 7 fraglich.

Von den 28 Arten des Hunsrückschiefers gehen 10 bestimmt und 3 weitere, nämlich *Leiopteria lamellosa, Carydium sociale* und

Daaden	Hunsrückschiefer Mittelrhein	Untercoblenzschichten Mittelrhein Eifel	Siegener Schichten: Herdorfer Horizont	Siegener Schichten: Liegendes
Korallen:				
Pleurodictyum problematicum Gf. . . .	+	+	+	+
Brachiopoda:				
Orthis circularis Sow.	.	+	+	+
— *rhenana* n. sp.	+	+	.	.
— n. sp.	.	+	.	.
— *provulvaria* Maur.	.	+	+	+
— *vulvaria* Schloth.	+	+	.	.
Stropheodonta aff. *gigas* M'Coy	.	+	.	+
— aff. *explanata* Sow.	.	+	+	+
Tropidoleptus laticosta Conr. var. *rhenana* Frech	.	+	*carinatus*	desgl.
Chonetes semiradiata Sow.	+	+	+	+
— *sarcinulata* Schloth.	+	+	+	+
Spirifer Hercyniae Gieb.	+	+	.	.
— *arduennensis* Schnur	+	+	.	.
— *carinatus* Schnur	+	+	.	.
— *invertus* A. Fuchs	+	+	.	.
— *subcuspidatus* Schnur	+	+	.	.
— n. sp. aff. *mediorhenanus* A. Fuchs	.	+	.	.
— *bornicensis* A. Fuchs	+	+	.	.
Spirigera globula A. Fuchs	+	+	.	.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. . . .	+	+	+	+
— *pila* Schnur	+	+	.	.
Dielasma rhenana Drev.	.	+	+	+
Meganteris media Maur.	+	+	?	?
Centronella confluentina A. Fuchs .	.	+	.	.
Lamellibranchiata:				
Pterinaea costata Goldf.	+	+	.	.
— *expansa* Maur.	+	+	+	+
Actinodesma Annae Frech[1]	.	+	.	.
Leiopteria lamellosa Gf.	+	+	(+)	(+)
— *Follmanni* Frech	.	+	.	.
Limoptera bifida Sandb.	.	+	.	.
Gosseletia carinata Gf. Follm.	+	+	.	+
Ctenodonta Maureri Beush.	.	+	+	.

[1] Kommt jedoch nach Frech möglicherweise in der von Beclard beschriebenen Siegener Fauna von St. Michel vor. (Bull. soc. Belge de géol. etc. 1887.)

Daaden	Hunsrückschiefer Mittelrhein	Untercoblenzschichten Mittelrhein Eifel	Siegener Schichten Herdorfer Horizont	Siegener Schichten Liegendes
Ctenodonta aff. *lamellosa* Beush.	.	+	.	.
— *Oehlerti* Beush.	.	+	.	+
— *Kayseri* Beush.	.	+	.	.
— *planiformis* Beush.	.	+	.	.
Cucullella solenoides Gf.	.	+	+	+
— *elliptica* Maur.	.	+	(+)	(+)
— n. sp. aff. *elliptica* et *intermedia*	.	.	(+)	(+)
— *truncata* Stein.	.	+	+	+
Nuculana Frechi Beush.	.	+	.	.
— aff. *directa* A. Fuchs	.	+	.	.
Myophoria inflata A. Roem.	.	+	.	.
? *Cypricardella subovata* Beush.	.	+	+	+
? — *elongata* Beush.	.	+	.	+
Goniophora rhenana Beush.	+	+	+	(+)
Prosocoelus Beushauseni A. Fuchs	.	+	.	.
Carydium sociale Beush.	+	+	.	?
Paracyclas marginata Maur.	+	+	.	.
Grammysia ovata Sandb.	.	+	.	.
— n. sp.	.	.	.	.
Tentaculiten:				
Tentaculites scalaris Schloth.	.	+	+	+
Gastropoda:				
Bellerophon tumidus Sandb.	+	+	+	+
— *rhenanus* Drev.	.	+	.	.
Salpingostoma sp.	.	.	.	.
Pleurotomaria crenatostriata Sandb.	+	+	.	.
Platyceras subquadratum E. Kays.	(+)	+	.	.
— *Eegense* A. Fuchs	.	+	.	.
— n. sp.	.	.	.	.
Ostracoda:				
Beyrichia montana Spriest.	.	.	.	.
— *devonica* Jones	+	+	+	+
— n. sp.	.	.	.	.
Trilobitae:				
Homalonotus rhenanus C. Koch	+	+	+	+
— *armatus* Burm.	.	+	.	.
Cryphaeus laciniatus F. Roem.	+	+	.	.
Phacops sp.	.	.	.	.

Meganteris media, wahrscheinlich nach oben und unten durch, fallen also bei der stratigraphischen Verwertung aus; die übrig bleibenden 15 Arten gehen sämtlich nur nach oben in die Untercoblenzschichten durch, nur nach unten keine einzige[1]; nun muß man weiter noch beachten, daß in der Hunsrückschieferfauna als vorwiegender Echinodermen-, Brachiopoden- und Cephalopodenfacies namentlich auch solche Lamellibranchier fehlen, die schon in der Siegener Stufe vorhanden waren, aber erst in den hangenden Untercoblenzschichten wieder auftreten; läßt man derartige Formen als wenig beweiskräftig unberücksichtigt, dann verschieben sich die verwandtschaftlichen Beziehungen der Hunsrückschieferfauna noch bedeutend zugunsten einer Annäherung an die Untercoblenzfauna.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. 4 Bände. Mit vielen Abbildungen, Tabellen und Diagrammen. Dresden bei Theodor Steinkopff. 1. Lieferung 1911. 160 p. (Bogen 1—10.)

Es war ein guter Gedanken des Herausgebers, C. Doelter, das ganze derzeitige Wissen über die Chemie der Mineralien in einem ausführlichen Werk übersichtlich zusammenzustellen. Er faßt dabei die Mineralchemie, wie er sie in diesem Buch nach langen und sorgfältigen Vorbereitungen zur Darstellung bringen will, weiter als das, was man als chemische Mineralogie zu bezeichnen pflegt, nämlich als eine Experimentaldisziplin, die sich unter Berücksichtigung auch der physikalischen Eigenschaften der Mineralien, auf die analytische und die physikalische Chemie stützt. Er beschränkt sich aber nicht allein auf die in der Natur als Mineralien vorgefundenen Stoffe, sondern zieht auch solche entsprechende Substanzen in Betracht, die in der Natur noch nicht vorgekommen, aber den natürlichen Verbindungen analog sind. In den Kreis der Betrachtungen fallen demnach: 1. die analytischen Methoden zur Untersuchung der Mineralien; 2. die Zusammenstellung der Resultate der Mineralanalysen; 3. die physikalisch-chemischen Konstanten; 4. die Synthese der Mineralien; 5. die Entstehung der Mineralien; 6. die Zersetzung und Umbildung der Mineralien in der Natur und im Laboratorium; 7. die chemische Konstitution der Mineralien; 8. die chemischen Verarbeitungsmethoden der Mineralien. Zur Bewältigung dieses umfangreichen Stoffes hat sich der Herausgeber einen großen Stab von Mitarbeitern des In- und

---

[1] Nach meiner heutigen Erfahrung ist die einzige, nur nach unten durchgehende Hunsrückschieferart, wie schon oben erwähnt, *Centronella carinatella.*

Auslandes gesichert, von denen jeder einzelne die Gegenstände zu behandeln übernommen hat, in denen er nach seinen früheren Arbeiten besondere Erfahrung besitzt. Man darf daher erwarten, daß uns der gegenwärtige Standpunkt der Mineralchemie so vollständig und so zuverlässig übermittelt werden wird, als es überhaupt möglich ist. Dies zeigt auch der Inhalt des jetzt vorliegenden ersten Heftes, der uns in gedrängter Kürze und mit eingehendster kritischer Berücksichtigung der Literatur das folgende bietet:

Allgemeine Einleitung: (C. Doelter). Allgemeines über die analytische Mineralchemie (M. Dittrich). Vorbereitung der Mineralien zur Analyse (M. Dittrich). Die mechanische Analyse der Mineralien (E. Kaiser).

Kohlenstoff. Allgemeine Übersicht (C. Doelter). Diamant, und zwar: Chemische Zusammensetzung; analytische Untersuchung des Diamants; Analysenresultate; physikalische Eigenschaften; chemische Eigenschaften; Vorkommen und Entstehung des Diamants (C. Doelter). Graphit. A. Allgemeines; chemische Untersuchung; chemische Zusammensetzung; Analysen; physikalische Eigenschaften (W. Heinisch). B. Chemische Eigenschaften; künstliche Darstellung; Reinigung und technische Verwendung (R. Amberg). C. Entstehung des Graphits in der Natur (C. Doelter). Schungit (W. Heinisch).

Carbonate. Allgemeines über Carbonate: Einteilung der Carbonate (C. Doelter). Analytische Methoden der Carbonate. Bestimmung der Metalle; Bestimmung der Kohlensäure; Bestimmung des Wassers (M. Dittrich). Chemische Reaktionen zur Bestimmung der Erdalkalicarbonate (M. Meigen). Über die Bildung der Carbonate des Calciums, Magnesiums und Eisens. I. Calciumcarbonat. II. Magnesiumcarbonat. III. Das Ferrocarbonat. IV. Calcium-Magnesiumcarbonat. V. Die Mischsalze der Carbonate des Calciums, Magnesiums und Eisens. VI. Die Abscheidung von Calcium- und Magnesiumcarbonat durch Organismen. VII. Die natürlichen anorganischen Bildungsbedingungen. — Literaturzusammenstellung (G. Linck). Analyse der Natriumcarbonate. Thermonatrit, Soda, Trona (M. Dittrich). Natriumcarbonate. Allgemeines über analytische Methoden. Künstliche Darstellung aus anderen Natriumverbindungen. Allgemeines über Genesis der Natriumcarbonate (R. Wegscheider).

Aus dieser Übersicht über den Inhalt des jetzt vorliegenden ersten Heftes wird man einen ungefähren Einblick in die Art und Weise erhalten, wie auch in den künftigen Lieferungen der Stoff behandelt werden soll. Im übrigen wird über Umfang und Einteilung des ganzen Werkes folgendes mitgeteilt: Es soll 4 Bände zu je 40—50 Bogen umfassen und bis 1914 vollendet sein. Jeder

Band zerfällt wieder in einzelne Unterabteilungen, und die Lieferungen sollen rasch aufeinander folgen. Der erste Band soll außer den übrigen, oben nicht aufgezählten Carbonaten noch die Einleitung zu den Silikaten, Analyse derselben, Silikatschmelzen, Schlacken, Gläser, Zemente, Kieselsäuren und Konstitution der Silikate, chemische und optische Eigenschaften der Silikate und die Paragenesis der Silikate enthalten. 2. Band: Quarz, spezielle Silikate in einzelnen Gruppen: Silikate der zweiwertigen Metalle, aluminiumhaltige Silikate, Zeolithe und Tone (Porzellan). 3. Band: Titanoxyd, Zirkonoxyd, Zinnoxyd, Titanate, Zirkoniate, Thorate, Silicotitanate und Silicozirkoniate, Borsäure und Borate, Aluminiumoxyd und Aluminiumhydrate, Aluminate, Eisen, Meteoreisen, Eisenoxyde und Eisenoxydhydrate, Manganoxyde und Manganhydroxyde, Nitrate, Phosphate, Vanadate, Arseniate (Arsenite), Antimonate, Niobate, Tantalate. 4. Band. Kupfer und Kupferoxyd, Zinkoxyd, Bleioxyd, Silber, Gold, Quecksilber, Platin und Platinmetalle, Schwefel, Sulfide nebst Arseniden und Antimoniden, Sulfosalze, Telluride, Sulfate, Molybdänoxyde, Molybdate und Chromate, Wolframsalze, Uranate, radiumhaltige und heliumhaltige Mineralien, Fluoride, Chloride, Bromide, Jodide, organische Verbindungen. Wie man sieht, ist diese Einteilung keine rein mineralogische, sie läßt aber doch die Beziehungen der Mineralgruppen einigermaßen zur Geltung kommen. Kleine Abweichungen von der obigen Aufzählung sind natürlich vorbehalten. Der Kreis von Interessenten, an den sich das Buch wendet, umfaßt nicht bloß Mineralogen, Petrographen und Geologen, sondern auch anorganische Chemiker, Metallurgen und Berg- und Hüttenleute; außerdem werden aber auch andere Techniker und Industrielle manches für sie Wichtige darin finden, so die Artikel über Zement, Glas, Porzellan, Ton, Ultramarin, seltene Erden, Graphit, Magnesit etc. Alle Leser werden aber ein rasches Fortschreiten in der angefangenen Weise dringend wünschen. Über die folgenden Lieferungen soll an dieser Stelle fortlaufend berichtet werden. **Max Bauer.**

G. Linck: Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Herausgegeben im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. 1. 1911. 290 p. Mit 53 Abbildungen.

Die Deutsche Mineralogische Gesellschaft hat beschlossen, jährlich Berichte über die Fortschritte der in ihr Gebiet fallenden Wissenschaften herauszugeben nach einem Plan, der sich, jährlich wechselnd, der jeweiligen Entwicklung dieser Wissenschaften anschmiegt. Die Redaktion hat G. Linck übernommen, der sich eine Anzahl von Mitarbeitern gesichert hat, die je in dem von ihnen

bearbeiteten Gegenstand besonders erfahren sind. Der jetzt erschienene erste Band enthält folgende Teile: 1. Bericht über die Hauptversammlung der Gesellschaft in Königsberg i. Pr. 1910. 2 p. 2. R. Brauns: Die Vorschriften der Prüfungsordnungen für Mineralogie mit Geologie, Chemie und verwandten Fächern und die Vorschläge der Unterrichtskommission (Referat, erstattet in Königsberg). 18 p. 3. H. Baumhauer: Geometrische Kristallographie. Über das Gesetz von der Komplikation und die Entwicklung der Kristallflächen in flächenreichen Zonen. 17 p. 4. O. Mügge: Über die Zwillingsbildung der Kristalle. (Referat, erstattet in Königsberg.) 30 p. 5. F. Becke: Über die Ausbildung der Zwillingskristalle. 18 p. (Korreferat, erstattet in Königsberg.) 6. A. Ritzel: Die Kristallisations- und Auflösungsgeschwindigkeit. 13 p. 7. R. Marc: Die Phasenregel und ihre Anwendung auf mineralogische Fragen. 30 p. 8. R. Brauns: Die Ursachen der Färbung dilut gefärbter Mineralien und der Einfluß von Radiumstrahlen auf die Färbung. 12 p. 9. A. Bergeat: Die genetische Deutung der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten in der Literatur der letzten Jahre. 18 p. 10. A. Schwantke: Neue Mineralien. 22 p. 11. F. Rinne: Salzpetrographie und Metallographie im Dienste der Eruptivgesteinskunde. 40 p. 12. F. Becke: Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. 36 p. 13. F. Berwerth: Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. 14. H. E. Boecke, J. H. van't Hoff: Seine Bedeutung für Mineralogie und Geologie. 5 p.

Diese Fortschritte werden den Mitgliedern der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft ohne weitere Kosten zugestellt, doch sind sie auch im Buchhandel käuflich zu haben. Sie werden hoffentlich, wie sie es verdienen, allgemeinen Anklang finden.

Max Bauer.

Personalia.

Ernannt: Dr. **H. G. Jonker** zum ordentlichen Professor der Paläontologie und historischen Geologie an der Technischen Hochschule in Delft; Dr. **J. H. Bonnema**, Konservator der mineralogischen und geologischen Sammlungen der Technischen Hochschule in Delft, zum ordentlichen Professor der Mineralogie, Petrographie, Geologie, Paläontologie und physischen Geographie an der Universität Groningen als Nachfolger des Prof. Dr. **F. J. P. van Calker**, welcher in den Ruhestand getreten ist.

Gestorben: Oberlehrer **P. B. Richter** in Quedlinburg.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Thortveitit, ein neues Mineral.

Von **J. Schetelig** in Kristiania.

(Vorläufige Mitteilung.)

Im Herbst 1910 wurde von Herrn OLAUS THORTVEIT, Iveland, Sätersdalen im südlichen Norwegen, mir unter anderen ein Kristallbruchstück eines graulichgrünen Minerals zur Bestimmung eingesandt. Das Mineral erinnerte beim ersten Anblick etwas an Epidot; die physikalischen Eigenschaften und die gemessenen Winkel stimmten aber mit keinem bekannten Mineral. Aller Wahrscheinlichkeit nach lag hier ein neues Mineral vor. Die späteren Untersuchungen an reichlicherem Material, das Herr O. THORTVEIT mir liebenswürdig zur Verfügung gestellt hat, haben diese Annahme bestätigt. Nach meinem Freund, Herrn OLAUS THORTVEIT, der ein interessierter und vorzüglicher Mineralkenner ist, habe ich das neue Mineral Thortveitit genannt.

Nachdem ich im Winter 1910 bis 1911 die vorläufigen chemischen und physikalischen Untersuchungen am Thortveitit ausgeführt hatte, habe ich in diesem Sommer Gelegenheit gehabt, den Fundort des Thortveitits zu besuchen. An Ort und Stelle habe ich jetzt alles, was zugänglich war, eingesammelt. Meiner Ansicht nach ist dieses Vorkommnis des Thortveitits ausgebeutet.

Vorkommen des Thortveitits. Der Fundort des Thortveitits ist „Ljoslandsknipa“, ein kleiner Berg nördlich vom Hof Ljosland im Kirchspiel Iveland, Sätersdalen. Das neue Mineral kommt hier in einem kleineren Ausläufer eines größeren Granitpegmatitganges vor, auf welchem früher ein größerer Feldspatbruch betrieben wurde. Im Hauptgang kommen von seltenen Mineralen hauptsächlich Euxenit und Monazit vor. Ca. 15 m westlich vom Hauptgang am Abhange des Berges hat der Ausläufer, der überwiegend aus Schriftgranit (Pegmatit) besteht, eine Erweiterung, wo Herr THORTVEIT einen Versuchsbetrieb auf Feldspat angestellt hatte. Der kleine Schurf hatte eine Länge von ungefähr 5 m und eine Tiefe von 1—1,5 m. Die Mächtigkeit des schräge durch Amphibolit gehenden Ganges war hier ca. 1,5 m.

Die Unterseite des Ganges besteht aus Oligoklas-Schriftgranit; an diese Grenzschicht schließt sich eine größere Quarzmasse mit eingewachsenen großen Rosetten und Tafeln von Biotit. Rings um diese Quarzmasse liegen schlecht begrenzte Kristalle von Mikroklinpertit und Oligoklas bis 0,5 m und mehr im Durchmesser. Zwischen den Feldspatindividuen sind Quarz und grobstengeliger Schriftgranit auskristallisiert. Beryllkristalle haben beide Feldspate und den Quarz durchwachsen. Die Ganggrenze nach oben besteht wieder aus Schriftgranit von wechselnder Mächtig-

keit, z. T. mit Mikroklinpertit, z. T. mit Oligoklas. Im Schriftgranit finden sich ziemlich reichlich nuß- bis walnußgroße Körner von Magnetit, hie und da auch etwas Biotit und Muscovit.

In der Grenzschicht zwischen Schriftgranit und grobkörnigem Feldspat und Quarz sind die seltenen Minerale hauptsächlich auskristallisiert. Diese sind, nach der Kristallisationsfolge geordnet, folgende:

1. Ein Mineral der Euxenit-Polykras-Reihe mit Polykrashabitus, wahrscheinlich Euxenit, weil derselbe früher im Hauptgang gefunden ist.
2. Thortveitit.
3. Monazit {110}, {101}. Mit derselben Kombination habe ich schöne Monazitkristalle im Hauptgang gesammelt.
4. Ein quadratisches Mineral der Xenotim-Alvit-Reihe, zum Teil in größeren Kristallen, zum Teil in kartoffelgroßen Massen ohne Kristallbegrenzung dicht mit kleinen Euxenitkristallen durchwachsen.
5. Beryll in langgestreckten prismatischen Kristallen bis 4 cm im Durchmesser.
6. Ilmenorutil in bis faustgroßen, rauhen Kristallen.

Die weitere Kristallisationsfolge ist:

7. Magnetit.
8. Biotit und Muscovit.
9. Oligoklas.
10. Mikroklinpertit.
11. Quarz.

Die drei letzten Minerale sind zum Teil auch gleichzeitig als Schriftgranit kristallisiert.

Das größte Interesse bietet das neue Mineral, der Thortveitit. Wie gesagt, ist dieses Mineral ebenfalls hauptsächlich in der genannten Grenzschicht kristallisiert und überwiegend in radialstrahligen Rosetten. Von einem Kristallisationspunkt ausgehend wachsen die Kristalle in allen Richtungen weiter, und setzen durch Oligoklas, Mikroklinpertit und Quarz. Am meisten sind sie im Oligoklas, selten im Schriftgranit eingewachsen. Im Thortveitit selbst ist nur das Euxenitmineral eingewachsen. Monazit, das Xenotimmineral, Ilmenorutil und Beryll sind alle jünger als Thortveitit.

Die Kristalle des Thortveitits sind prismatisch nach einer Richtung, die ich zur $\dot{c}$-Achse gewählt habe, gestreckt und ziemlich groß. Ich habe selbst Kristallbruchstücke von 25 cm Länge und mit einem Durchmesser von bis 4 cm herausgenommen. Das Bruchstück war an beiden Enden abgebrochen: ich schätze die Gesamtlänge zu mindestens 35 cm. Eigentümlich ist es, daß die Kristalle durchgehends von der Wurzel her bis zum Ende hin sich allmählich zuspitzen. Gute Terminalbegrenzung und meßbare Endflächen sind daher außerordentlich selten. Mit beiden Enden habe ich keine Kristalle gefunden. Die freien, in Quarz oder Feldspat

eingewachsenen Enden der Kristalle zeigen zuweilen Terminalbegrenzung, im allgemeinen doch nur Deformationsflächen.

Der Thortveitit kristallisiert rhombisch.

Die Kristalle sind formenarm. Ich habe bis jetzt nur folgende sichere Formen beobachtet:

m {110}, s {221}, o {111}
Unsicher ist: u {112}?

Folgende Winkel wurden gemessen:

		Gemessen	Fehlergrenzen	Berechnet
m : m'	110 : 1$\bar{1}$0	73° 25'*	± 10'	—
m : s	110 : 221	11° 20'*	± 12'	—
m : o	110 : 111	21° 52'		21° 51.

Aus den Winkelwerten m : m' = 73° 25' und m : s = 11° 20, ist das Achsenverhältnis des Thortveitits berechnet:

$$a : b : c = 0{,}7456 : 1 : 1{,}4912.$$

Es ist bemerkenswert, daß nach diesen Zahlen 2a = c ist. Die genaue Übereinstimmung ist vielleicht eine Zufälligkeit, weil die Winkelmessungen nicht so gut waren, daß die vierte Dezimale der Achsenzahlen sicher sein kann.

Zwillingsbildungen. Zwillingsebene m {110}. Einzelkristalle habe ich in meinem ziemlich reichen Material niemals beobachtet. Die Kristalle sind durchwegs nach dem genannten Gesetze verzwillingt. Der Winkel der austoßenden Prismenflächen von zwei Zwillingsindividuen ist 33°, als Mittel von zahlreichen Messungen. In guter Übereinstimmung hiermit ist der berechnete Wert: 2 × (90° — 73° 25') = 33° 10'.

Außerdem habe ich den Winkel der Auslöschungsrichtungen von zwei nach {110} zusammengewachsenen Individuen im Dünnschliff ⊥ $\dot{c}$ unter dem Mikroskop zu 73° 30' gemessen. Dieser Wert stimmt gut mit dem gemessenen Prismenwinkel überein.

Verwachsungsebene ist teils m {110}, teils sind die Individuen in ziemlich verwickelter Weise lamellär durcheinander verwachsen. Die meisten Kristalle sind von mehreren — bis fünf — Zwillingsindividuen nach dem Gesetz: Zwillingsebene {110} aufgebaut.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit: m {110} ziemlich gut, deutlich besser nach der einen Fläche des Prismas als nach der anderen. Die Spaltrisse zeichnen sich vorzüglich im Dünnschliff ⊥ $\dot{c}$.

Bruch: kleinmuschelig bis uneben. Außerordentlich spröde. Die Kristalle sind immer von zahlreichen Sprüngen durchsetzt.

Härte: 6—7. (Ritzt den Feldspat und wird von Quarz geritzt.)

Spez.-Gew. 3,5712. Mittel von zwei Bestimmungen mit Pyknometer, mit sorgfältig ausgesuchten, ganz frischen Mineralkörnern ausgeführt.

Glanz ist starker Glasglanz bis diamantartiger Glasglanz.

Farbe ist graulichgrün, ziemlich tief für den ganz frischen Thortveitit mit wenigen Sprüngen; für den etwas zersetzten wird die Farbe schmutzig graugrünlich. Der am stärksten zersetzte Thortveitit zeigt eine weißgraue bis rötlichgraue Farbe. Gleichzeitig wird die Substanz ganz opak.

Strich ist schwach graugrünlich.

Durchsichtig bis undurchsichtig. im allgemeinen durchscheinend. Im durchfallenden Licht ist die Farbe eine gelblichgrüne Rauchfarbe. Das Licht wird ziemlich stark absorbiert. Pleochroismeus ist nicht wahrnehmbar.

Optisches Verhalten. In orientierten Dünnschliffen habe ich folgende Ergebnisse ermittelt: Achsenebene $\{010\}$. $\breve{a} = \gamma$, $b = \beta$, $\overset{|}{c} = \alpha$. Opt. negativ. $2V_\alpha =$ ca. 80^0 für Na-Licht. $\varrho < v$.

Mit einem Prisma mit brechender Kante // $\overset{|}{c}$ habe ich den Brechungsexponenten α und γ' (zwischen β und γ) bestimmt. Das Na-Licht wird so stark absorbiert, daß die Einstellung der lichtschwachen Signale ganz unsicher war. Ich habe deshalb ein grünes Glas $\lambda = 0{,}000535$ und ein gelbes Glas ($\lambda = ?$) angewandt.

Grünes Glas $\alpha = 1{,}7625$

Gelbes „ $\alpha = 1{,}7573$ $\gamma' = 1{,}8030$

Doppelbrechung ist hoch. $\gamma' - \alpha = 0{,}0457$ für gelbe Strahlen. $\gamma - \alpha$ hat einen etwas höheren Wert. ungefähr 0,05. Mit dem mir jetzt zur Verfügung stehenden Material kann die genaue und vollständige optische Untersuchung durchgeführt werden.

Das Mineral schmilzt schwer, verändert sich nicht durch Glühen. Durch starkes Glühen des fein gepulverten Minerals wird die Farbe des Pulvers schwach rötlichgelb, vielleicht durch Oxydation von FeO hervorgerufen. Durch Kochen mit konzentrierter Salzsäure wird das Mineral teilweise angegriffen, doch ohne Ausscheidung von gelatinöser Kieselsäure.

Chemische Zusammensetzung. Zwei vorläufige (aber nicht vollständige) Analysen habe ich ausgeführt, die erste im Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Wien (Vorstand Prof. Dr. F. Becke), die andere im chemischen Laboratorium B der Universität Kristiania (Vorstand Prof. Th. Hiortdahl). Die Analysen, für welche möglichst frische Substanz ausgesucht war und deren Material von verschiedenen Kristallen stammt, stimmen gut miteinander überein.

Analysen des Thortveitits.

	I. (Wien)	II. (Kristiania)	Mittel I. u. II.
SiO_2	42,78 %	42,94 %	42,86 %
$R_2'''O_3$	57,70 %	57.63 %	57,67 %
CaO	Sp.	—	—
MgO.	Sp.	—	—
Glühverlust	(Nicht best.)	0,44 %	0,44 %
	100,48 %	101.01 %	100,97 %

In der Analyse II ist SiO_2 nach der Methode mit HNO_3 von VICTOR MORITZ GOLDSCHMIDT bestimmt[1]. $R_2'''O_3$ bedeutet die Gesamtmenge der Oxyde im Bodensatz nach Fällung des Filtrates von SiO_2 mit NH_3.

Ein Versuch der Trennung der Oxyde ($R_2'''O_3$) zeigte sofort, daß die Hauptmasse aus seltenen Erden bestehen mußte. Nur kleine Mengen von Eisen[2] und Mangan wurden nachgewiesen; Al_2O_3 ist auch nur in ganz unbedeutender Menge zugegen. Um eine vorläufige Orientierung der seltenen Erden und daneben auch eine Schätzung des Mengenverhältnisses derselben zu bekommen, war es wünschenswert, eine spektroskopische Untersuchung der Gesamtoxyde durchzuführen. Auf liebenswürdige Veranlassung des Herrn Prof. F. BECKE zeigte Herr Hofrat EXNER mir die große Freundlichkeit, eine solche spektroskopische Untersuchung der Oxyde im physikalischen Institut der Universität Wien auszuführen. Das Resultat der Untersuchung war nach schriftlicher Mitteilung des Herrn Hofrat EXNER:

„Vorhanden: Hauptmasse: Sc.
Sehr stark: Y.
Stark: Dy, Er.
Deutlich: Ad, Cp, Tm.
Spuren: Gd, Nh, Th.

Es fehlen:
Be, Eu, Nd, Pr, Sa, La, Ce, Zr."

Dieses Resultat war unerwartet und überraschend. Es sind somit zwei hochinteressante Daten gegeben: erstens daß die Hauptmasse der Oxyde aus Scandinerde (Sc_2O_3) besteht, zweitens daß die Ceriummetallreihe gänzlich fehlt und daß die Yttriummetallreihe bis zum äußersten Endglied vorhanden ist.

Die genaue Trennung und quantitative Bestimmung der seltenen Erden im Thortveitit wird später von einem Spezialisten der Chemie der seltenen Erden ausgeführt werden. Ich habe nur, um eine genauere Schätzung der Menge des Scandiums zu bekommen, eine Molekulargewichtsbestimmung der Gesamtoxyde ausgeführt.

$$\text{Mol.-Gew. } R_2'''O_3 = 157{,}1, \text{ At.-Gew. } R''' = 54{,}5,$$
$$R''' = Sc, Y, Dy, Er \text{ etc. und } Fe'''$$

Mit diesen Zahlen habe ich folgende Quotientzahlen unter Vernachlässigung des kleinen Glühverlustes berechnet:

	Mittel aus I u. II	Mol.-Gew.	Quotientzahlen
SiO_2: . . .	42.86 %	(60.3)	0,7108
$R_2'''O_3$: . .	57.67 %	(157,1)	0,3679

$$SiO_2 : R_2'''O_3 = 1{,}936 : 1.$$

---

[1] Pharmazia, Kristiania 1910.

[2] Etwa 3 % Fe_2O_3.

Die empirische Zusammensetzung wäre demnach ziemlich nahe:

$$R_2''' O_3 . 2 SiO_2$$ [1] oder $R_2''' Si_2 O_7$.

Mit der Zahl 157,1 für das Molekulargewicht der Yttererden im Thortveitit habe ich das Verhältnis zwischen $Sc_2O_3 = 136$ und $(Y, Dy, Er)_2O_3 = 250$[2] berechnet:

$$4,4\ Sc_2O_3 : (Y, Dy, Er)_2O_3$$

oder in Prozenten ausgedrückt:

40,7 %	Sc_2O_3	(136)
17,0 %	$(Y, Dy, Er)_2O_3$	(250)
57,7 %	$R_2'''O_3$	(157,1).

Der Thortveitit enthält somit ca. 40 %[3] Scandinerde, und ich möchte annehmen, daß diese Zahl der Wahrheit ziemlich nahe kommt.

Um eine quantitative Schätzung der Menge von ThO_2 zu gewinnen, habe ich mehrere Messungen der Radioaktivität des Thortveitits nach der Methode von Victor Moritz Goldschmidt[4] ausgeführt. Die Radioaktivität war nicht mehr meßbar, also jedenfalls äußerst gering. Der Gehalt von ThO_2 ist somit ganz klein, in guter Übereinstimmung mit der spektroskopischen Untersuchung.

Der Thortveitit ist das erste bekannte Mineral, in welchem Scandium als Hauptbestandteil auftritt. Mit Recht kann man den Thortveitit ein Scandiumsilikat nennen. In den bis jetzt bekannten scandiumhaltigen Mineralen ist die Menge von Scandinerde sehr gering (bis 2 %); der Thortveitit aber enthält etwa 40 % Scandinerde oder nahezu die zwanzigfache Menge.

Von anderen Mineralen ist der Thortveitit am nächsten mit dem Thalénit (C. Benediks) verwandt.

Thortveitit: $(Sc, Y)_2 Si_2 O_7$, rhombisch, sp. Gew. 3,57
Thalénit: $Y_2 Si_2 O_7$, monoklin, sp. Gew. 4,23.

Die nähere Diskussion der Beziehungen des Thortveitits zum Thalénit und den übrigen Gliedern der Gesellschaft der Yttriumsilikate werde ich für die ausführliche Beschreibung des neuen Minerals aufschieben.

Es sei mir erlaubt, für anregende Beförderung meiner Arbeit den Herren Prof. Dr. F. Becke, Wien, Prof. Dr. W. C. Brögger, Prof. Th. Hiortdahl und Victor Moritz Goldschmidt meinen besten Dank auszusprechen.

Kristiania, 6. Oktober 1911.

---

[1] Es bleibt dann übrig ein Rest von 1,86 % R_2O_3.

[2] Als wahrscheinlicher mittlerer Wert.

[3] Diese Zahl ist doch etwas zu hoch. Etwa 3 % Fe_2O_3 muß abgezogen werden. Die Menge von Scandinerde ist somit etwa 37 %. Eine direkte Bestimmung von Sc_2O_3 durch Fällung mit Natriumthiosulfat (R. J. Meyer) hat 37 % gegeben. Die Menge der Scandinerde ist jedenfalls zwischen 35 und 40 % (Zusatz bei der Korrektur).

[4] V. M. Goldschmidt, Die Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen. Zeitschr. f. Krist. **44** und **45**.

Ueber den obersteirischen Zentralgranit.

Von **Clemens Lebling** aus München.

Wer im Gebiete des Palten—Liesingtales in Obersteiermark einen aussichtsreichen Berg besteigt, vor dem entrollt sich ein Bild von seltener landschaftlicher und geologischer Großartigkeit. In graulichem Weiß stehen im Norden die Triasgipfel der nördlichen Kalkzone. Südlich davon liegt der paläozoische Zeiritzkampel—Reitingzug, eine zweite Kalkzone, die mit ihren warmen, rötlichweißen Farbentönen und ihren flachen, ausgedehnten Schollenformen sich eigentümlich von den jüngeren Kalken abhebt. Es folgt an der Palten—Liesingfurche ein einförmiges Phyllitgebiet. Über dieses erheben sich im Süden die kraftvollen, aber ruhigen Berggestalten des Zentralgneises. Noch weiter im Süden begrenzt das Murtaler Kristallin mit einfachen, doch in ihrer Massigkeit wirkungsvollen Formen den Horizont.

Hier wird lediglich auf den Zentralgneis und einen Teil von dessen Schieferhülle eingegangen werden, und zwar werden die folgenden Zeilen von keinerlei neuer Beobachtung berichten; sie sollen nur nach Art eines Referates Bekanntes kurz zusammenfassen, an Vergessenes erinnern, auf mögliche Kombinationen aufmerksam machen.

Eine topographische Darstellung des besprochenen Gebietes findet man in den Blättern 15, XI, 16, XI, 16, XII der Spezialkarte von Österreich 1 : 75 000, eine geologische in der Hauer-schen Karte 1 : 576 000, in der Stur'schen Karte der Steiermark, dann bei Vacek, Verh. d. geol. Reichsanst. 1895. p. 299 und bei Heritsch, Sitzungsber. Akad. Wien. 120. I.[1], Profile bei Stur, Steiermark. T. I., und Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1883. p. 191, Weinschenk (Miller), Alpine Graphitlagerstätten, Heritsch, Sitz.-Bericht Akad. Wien. 116 I, 120 I.

Die Beurteilung des Gneises, der den Bösenstein—Hochreichartzug zusammensetzt, und des Verhältnisses zwischen diesem und den nördlich angrenzenden Schiefern hat im Lauf der Zeit gewechselt.

Die ältere Auffassung (Stur 1871) spricht von einem archäischen Gneis[2], dem im Norden jüngeres Kristallin — Tonglimmerschiefer mit Kalk und Graphit — auflagert. Auf den Phylliten transgrediert anderseits nach Stur die silurische Kalkzone.

Funde von carbonischen Pflanzen in graphitführenden Teilen der Phyllitzone führen später (Stur 1883) zur Einreihung der Phyllite in das Carbon (Schatzlarer Schichten) und damit zu der Annahme dynamischer Umbildung dieser Gesteine. Die Auflagerung des Silurkalks auf den Carbonphylliten wird nunmehr von Stur

[1] Neuerdings auch bei Vetters. Verh. geol. Reichsanst. 1911.
[2] Stur's Karte verzeichnet auch kleine Granitstöcke.

ohne nähere Erklärung als eine tektonisch bedingte gedeutet. Zugleich liefert Foullon eine sehr genaue petrographische Beschreibung des Gneises, seiner stengeligen Abarten und mikroskopischen Einschlüsse, sowie der Gesteine der Phyllitzone (Graphitphyllit, Chloritoidphyllit), von denen eine an und nahe der Gneisgrenze liegende, bis dahin als „Weißstein“ bezeichnete Varietät nunmehr als „Phyllit- oder Mikroturmalingneis“ aufgeführt wird[1]. Die ehemaligen Sedimente haben nach Foullon durch allmähliche Umbildung ihren kristallinischen Charakter erlangt.

Die folgenden, von Vacek unternommenen Forschungen bringen im allgemeinen Angaben über die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteine, wodurch nunmehr ein rascher Überblick über weite Gebiete ermöglicht wird; im besonderen wird die Phyllitzone in einen archäischen, an der südlich gelegenen Basis gneisähnlichen Teil (Quarzphyllite) und einen Graphit und Kalklagen führenden Teil, der in einer Erosionsfurche der archäischen Phyllite (nahe oder an dem Gneis) lagert, geschieden; von der Basis der archäischen Phyllite wird ferner wieder der Weißstein (Mikroturmalingneis), außerdem aber auch ein metamorphes Quarzkonglomerat (Rannachkonglomerat, 1890) mit nicht allzu häufigen, aber keineswegs seltenen Gneisgeröllen erwähnt, auch Vacek leitet diese Gerölle von dem südlich anstehenden Gneis ab. Die Auflagerung der jeweils jüngeren Gesteine auf den älteren ist nach Vacek stets eine transgressive.

Weinschenk und Doelter erklären den Gneis als Eruptivgestein; Weinschenk verweist zugleich auf Lagerapophysen[2] des „Zentralgranits“ (vergl. Miller's Leimsprofil bei Weinschenk, Alpine Graphitlagerstätten) und sieht in dem Mikroturmalingneis an der Basis der Phyllite nicht mehr einen Bestandteil der Phyllitformation, sondern eine aplitische Randfazies des dahinter liegenden Granits, ähnlich dem aplitischen Salband des Hochtauerngranits.

---

[1] Ein Schliff aus Leims zeigt viel Quarz in meist linsenförmigen Körnern, etwas Orthoklas und Oligoklas, Muscovit in parallelen, oft unterbrochenen Schnüren, dann Turmalin als Mikrolithen im Feldspat und Körner in der Grundmasse, endlich Apatit, das Ganze kataklastisch.

[2] Ein Schliff ⊥ zur Schieferung eines dünnschieferigen Gneisphyllits aus dem Rabengraben auf 1100 m zeigt dunklere und hellere Lagen. Erstere bestehen aus filzigem Chlorit, mit Sericit- und größeren Biotitpartikeln durchflochten, wechsellagernd in gewundenen Zügen mit Quarzkörnerschnüren; größere Individuen von Biotit und Plagioklas, der meist reich an Einschlüssen und Zwillingslamellen ist und geringe Auslöschungsschiefe zeigt, werden von jenen Quarz- und Chloritzügen umschlossen. Eine helle Lage läßt verzahnte und kataklastische Quarzaggregate, sowie sehr viel Plagioklas (Albit) erkennen; beide Mineralien sind größer als in der dunklen Lage; doch kommen auch regellos gelagerte Aggregate von kleinen Quarzkörnern vor. Nahe der Grenze liegen zahlreiche isolierte Leistchen von Biotit und Chloritoid in der lichten Quarzmasse.

Außerdem behauptet er, daß die Abtrennung der pflanzenführenden Carbonphyllite von der Hauptmasse der Phyllite zu Unrecht geschehe, da kein Merkmal des mineralischen Bestands und der Lagerung die Scheidung rechtfertige, daß somit die ganze Phyllitmasse in das Carbon gehöre. So ist nach Weinschenk der Kontakt zwischen Granit und Schiefer ein eruptiver und die Eruption fällt auf Grund der Kontakterscheinungen an den mittel- und obercarbonischen Phylliten (randliche Differentiation des Magmas, Bildung von Graphit und Chloritoid, sowie von Lagerapophysen) in nachcarbonische Zeit. Diese Anschauung bedingt natürlich eine veränderte Auffassung des Rannachkonglomerates; Weinschenk sieht in dessen Gneisgeröllen eine Erscheinung, die angesichts der Häufigkeit der Gneisgesteine nicht in dem Sinne Vacek's gedeutet werden müsse; er bestreitet ferner die Verwandtschaft der Gneisgerölle mit dem Zentralgranit und verlangt noch eine genauere petrographische Untersuchung der Gerölle. Das Verhältnis des Silurkalks zu den darunter einschießenden, nach Weinschenk wie früher nach Stur carbonischen Phylliten wird nicht klargelegt.

Für Hörnes (1900), der Weinschenk widerspricht, ist der Gneis zwar eruptiv, doch auf Grund der Geröllfunde uralt. Die Mineralneubildungen und die scheinbar eruptiven Einlagerungen in den Phylliten sind für ihn Ergebnisse dynamischer Umwandlung. Hörnes vertritt wie Vacek und anders als Weinschenk die Zweiteilung der Phyllitzone.

Untersuchungen der letzten Jahre (Heritsch, Ascher) bestätigen — wie es scheint, ohne Kenntnis der Weinschenk'schen Ausführungen — die Einheitlichkeit und damit das carbonische Alter der Phyllite des Palten—Liesingtales und erkennen in der diskordanten Auflagerung der alten Kalke auf den Phylliten die Wirkung einer Überschiebung (womit eben die Hauptstütze für das vorsilurische Alter eines Teiles der Phyllite gefallen ist). Heritsch findet ferner Granitgerölle in den Phylliten und leitet diese, ohne sie allerdings näher zu beschreiben, von dem in nächster Nähe anstehenden Granit ab, der somit wiederum älter als die Carbonphyllite erscheint. Auch bezüglich der Metamorphose scheint Heritsch den Standpunkt von Hörnes zu vertreten.

So dürfte jetzt für die meisten das geologische Problem dieses Teiles von Obersteiermark als gelöst gelten, zumal die neueren Forschungen gegenüber den früheren ein wesentlich vereinfachtes Bild ergeben: es gibt einen alten Granit, der ungleichförmig überlagert wird von Obercarbon, auf welchem eine Schubmasse aus altpaläozoischen Kalken liegt.

Anhänger des Kontaktmetamorphismus freilich werden noch viel Hypothetisches an dieser Auffassung finden, weil für sie die metamorphe Natur der Graphit- und Chloritoidphyllite noch nicht erklärt ist. Sie werden die Hypothese, daß der Granit, als un-

mittelbare Wärmequelle, die Umkristallisation jener Gesteine bewirkt habe, für anspruchsloser halten als die andere, daß durch eine hypothetische einstige Versenkung in bedeutende Rindentiefe oder durch einen hypothetischen dereinst wirksam gewesenen Druck von übermäßiger Stärke die zur Umkristallisation nötige Wärme mittelbar erzeugt worden sei. Sie könnten sich ferner darauf berufen, daß, abgesehen von der kristallinen Natur der Carbonphyllite, ja auch andere Anzeichen eines Eruptivkontakts beschrieben seien in der Gestalt von Lagerapophysen und in der eines aplitischen Salbands, das nach Stur (1883, 196) und Vacek's (1890) Ortsangaben dreißig Kilometer weit fortzustreichen scheint; Erscheinungen, die um so mehr ins Gewicht fielen, als nunmehr von einflußreichster Seite[1] der Kontakt zwischen dem Hochtauerngranit und dem Hochstegenkalk der Schieferhülle als ein eruptiver erklärt und damit die Feststellung gemacht sei, daß es Kontaktprodukte auch ohne Andalusit und Cordierit gebe; Erscheinungen, denen gegenüber auch jenes Geröllargument sehr an Stärke verliere.

In der Tat erscheint die jüngste Auffassung der heutigen Sachlage nicht recht angepaßt. Daß man früher Gneisgerölle vom Zentralgneis abgeleitet hat, ist geradezu selbstverständlich. Heute wissen wir, daß der Adamellogranit nachtriadisch ist, am Ortler durchsetzen nach Weinschenk und Hammer (Jahrb. Reichsanst. 1906. 508) Pegmatite die Laaser Schichten, welche Suess (A. d. E. III, 2. 187) in die Trias stellt und auch in der Schweiz[2] spricht man jetzt von jüngeren Nachwirkungen granitischer Intrusion. Und wenn man auch nicht wird behaupten dürfen, daß alle Zentralgranite jung sind, so sollte doch die Möglichkeit, daß ein Teil von diesen jung ist, heute berücksichtigt werden. Dies ist in Steiermark durch die neuesten Forschungen nicht geschehen, denn Heritsch geht auf die Erscheinungen an den Carbonphylliten, welche nach Weinschenk auf einen Eruptivkontakt hinweisen, gar nicht ein. Damit dürfte jedoch Heritsch sein eigenes Geröllargument, das einzige Beweismittel für ein höheres Alter des Granits, gleichfalls sehr geschwächt haben.

Gleichviel, die Frage nach dem Alter dieses Granits ist noch nicht eindeutig beantwortet. Und doch scheint gerade hier in Obersteiermark der Ort zu sein, über dieses wichtige Problem ins klare zu kommen. Ein Besuch des Rannachgrabens mit dem Konglomerat, dem Mikroturmalingneis und dem Granit, des Rabengrabens mit seinen vorzüglichen Aufschlüssen in den Schiefern mit

[1] Becke, Sitzungsber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. 119, I. 1910.

[2] L. Hezner, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII. 1909. — O. Wilckens (N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. I.) beschreibt „Einfaltungen" von wahrscheinlich mesozoischem Dolomit in den Gneis des Adulagebirges; auch hier sprechen alle Anzeichen für eine eruptive Natur des Kontakts. Ich habe freilich das Adulagebirge nie gesehen, doch Herr Wilckens wird mir das, so glaube ich, bereitwillig verzeihen.

ihren „Gneis“bändern, des Werkes Leims, in dem nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor Weinschenk jetzt mehrere große Lagergänge von Zentralgneis inmitten der Schiefer zu sehen sind, böte eine ausreichende Grundlage für die entscheidende Erörterung jener Frage, worauf vielleicht auch der Erz- und Mineralreichtum der Steiermark sich für viele in einem neuen Lichte zeigen würde, und anregende Fragen über das zeitliche und das Wechselwirkungsverhältnis zwischen der Intrusion und der Gebirgsbildung aufgerollt werden könnten. Injektionstheoretiker hätten meines Erachtens nur eines zu befürchten, nämlich daß es „modernen“ Tektonikern beliebe, den Mikroturmalingneis an der Grenze von Granit und Schiefer zu einer Reibungsbreccie und die Lagerapophysen zu Einfaltungen umzudeuten.

Literatur.

1871. Stur, Geologie der Steiermark. Graz.

1883. — Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Zentralkette in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien.

1883. Foullon, Über die petrographische Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älteren Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg etc. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien.

1884. Vacek, Über die geologischen Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. Verh. geol. Reichsanst. Wien.

1886. — Über den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. geol. Reichsanst. Wien.

1890. — Über die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verh. geol. Reichsanst. Wien.

1895. — Einige Bemerkungen betr. das geologische Alter der Erzlagerstätte von Kallwang. Verh. geol. Reichsanst. Wien.

1897. Dölter, Das kristalline Schiefergebirge der niederen Tauern. Mitt. naturw. Ver. Steiermark.

1900. Weinschenk, Die Graphitlagerstätten der Steiermark. Zeitschr. f. prakt. Geol.

— — Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. Ibidem.

— — Alpine Graphitlagerstätten. Abh. bayer. Akad. d. Wissensch. II. Kl. XXI, 2. München.

— — Die Graphitlagerstätten der Insel Ceylon. Ibidem.

1903. — Weitere Beobachtungen über die Bildung des Graphits, speziell mit Bezug auf den Metamorphismus der alpinen Graphitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol.

1900. R. Hörnes, Der Metamorphismus der obersteierischen Graphitlagerstätten. Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark.

1907. Heritsch, Geologische Studien in der Grauwackenzone. I. Sitzungsber. Wien. Akad. math.-nat. Kl. 116 I.

1909. — Id. II. Sitzungsber. Wien. Akad. math.-nat. Kl. 118 I.

1911. — Id. III. Sitzungsber. Wien. Akad. math.-nat. Kl. 120 I.

1908. Ascher, Über ein neues Vorkommen von Werfener Schiefer in der Grauwackenzone der Ostalpen. Mitt. geol. Ges. Wien.

August 1911.

Zur Kenntnis der Unterkreide von Attika.

Von **F. Frech** und **Carl Renz.**

Mit 1 Textfigur.

Bei Gelegenheit eines unfreiwilligen Aufenthaltes auf der Quarantaine-Insel Hagios Georgios, zwischen Salamis und dem attischen Festlande, ist es uns gelungen, einige für die Gliederung der attischen Kreide wichtige Fossilfunde zu machen.

Paläontologisch war bisher die Kreide in Attika nur durch die auch sonst im östlichen Griechenland verbreiteten Rudistenkalke bekannt.

Auch auf Hagios Georgios fanden sich an der Südostküste schwarze Kalke, die vollkommen mit Rudisten-Durchschnitten erfüllt sind.

Es handelt sich wahrscheinlich vorzugsweise um Radioliten, welche aber dieselbe schlechte Erhaltung wie die der übrigen attischen Vorkommen zeigen.

In ihrem allgemeinen Habitus schließen sich jedoch diese vorwiegend karstartig entwickelten, blaugrauen Rudistenkalke von Hagios Georgios den sonstigen Rudistenkalken Ostgriechenlands an.

Man sieht deutlich, daß die Nordost streichenden Schichtköpfe der Rudistenkalke von Hagios Georgios auf die Nordwestseite des Aegaleos-(Skaramanga-)Gebirges zustreichen (Streichen N 50—60 Ost; Fallen 40—70° nach Südost).

Jedoch ist die oberflächliche Ausdehnung dieser Kalke auf Hagios Georgios durch die das ganze Innere der Insel bedeckenden Tertiärkalke eng begrenzt.

Das Tertiär ist, abgesehen von dem an seiner Basis auftretenden Transgressionskonglomerat, ein dickgebankter, graugelber, sandiger Kalkstein (Poros), der der Fossilführung nach wohl dem mittleren Pliocän angehört.

Bei Megara und bei Kloster Daphni (an der Straße von Athen nach Eleusis), d. h. in dem die Fortsetzung von Hagios Georgios bildenden Aegaleos- oder Skaramanga-Gebirge, sind gleiche Bildungen schon seit längerer Zeit bekannt.

Die Tertiärkalke führen in getrennten Schichten einerseits marine Fossilien, wie *Cardium edule* L. und *Venus* spec., in anderen Bänken dagegen Süßwasserformen, wie *Melanopsis*.

Die Melanopsiden-Arten erinnern vor allem an *Melanopsis Delessei* Tourn., z. T. aber auch an *Melanopsis cincta* Neum.

Die Steinkern-Erhaltung der Mollusken ist bei den eng miteinander verbundenen Schichten die gleiche.

Das jungtertiäre Basalkonglomerat überdeckt die ziemlich glatt abgeschliffene Oberfläche der verschiedenen cretacischen Ablagerungen und ist an der Westspitze der Insel etwa 4 m mächtig, recht grobkörnig und von den darüberliegenden Tertiärkalken scharf abgegrenzt.

In der Mitte der Insel schrumpft das Konglomerat beträchtlich zusammen, um an der Ostspitze über den Rudistenkalken wieder anzuschwellen.

Die Neigung des Pliocäns ist eine schwach südliche und nur an der Westspitze nach SSW umgebogen.

In der Mitte der Insel sind die dickgebankten Tertiärkalke ebenfalls flach nach Süden geneigt und werden hier als Baumaterial gebrochen.

Das wahrscheinlich durch eine gleichsinnig streichende Verwerfung abgegrenzte Liegende der Oberkreide bildet an der Nordküste der Insel die verschiedenen Ablagerungen der Unterkreide; sie besteht aus blaugrauen, dünnplattigen oder auch dickeren Kalken, die von Kalkspatadern durchsetzt sind und öfters auch schieferige Zwischenlagen enthalten.

Darüber finden sich Lagen von braungelben Schiefertonen ohne Versteinerungen, bei denen man an die Aptienmergel Südfrankreichs denken möchte.

Das hangendste aufgeschlossene Glied der Unterkreide bilden versteinerungsleere, gelb und stellenweise rot gefärbte, kieselige Kalke.

Öfters verursachen auch Querbrüche in den meist recht steil gestellten Schichten horizontale Querverschiebungen und damit scheinbare Wiederholungen.

Die Fossilführung beschränkt sich auf zwei Lager in der Mitte der untercretacischen Bildungen.

Das obere Lager ist ein etwa 1 m mächtiger, dunkelgrauer, splitterig brechender Kalk, der ganz aus mittelgroßen Schalen von Arten der Gattung *Toucasia* besteht, nämlich ***Toucasia carinata*** d'Orb. sp., in Exemplaren, welche mit Stücken aus der Umgegend von Grenoble (Dauphiné) identisch sind. Vereinzelt treten zusammen damit auch Nerinaeen auf.

Darunter lagern, nur an der Mitte der nördlichen Küstenzone gut aufgeschlossen, mergelige, blaugraue Knollenkalke von etwa 12 m Mächtigkeit, die in reichlicher Menge eine bedeutende Größe erreichende Art aus der Verwandtschaft des *Harpagodes Pelagi* Brongn. sp. aus dem französichen Urgonien enthalten.

Derselbe *Harpagodes* kommt außerdem, ebenfalls in Steinkern-Erhaltung, in einem gleichen Gestein der Argolis vor.

Hier treten bei Lygurio und an der Route vom Asklepieion nach Alt-Epidauros in gleicher Weise Kalke mit *Toucasia carinata* d'Orb. auf.

In einer früheren Publikation[1] wurden die dort vorkommenden schlecht erhaltenen Pachyodonten als *Diceras* oder *Heterodiceras* gedeutet und daher die betreffenden Bildungen unter Vorbehalt dem oberen Jura zugezählt.

[1] Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1906. **58.** p. 392.

Nach den auf Hagios Georgios gemachten Funden von weit besser erhaltenen Exemplaren handelt es sich jedoch um *Toucasia carinata* d'Orb. sp., d. h. um untere Kreide und genauer gesagt um Urgo-Aptien.

Wir glauben diese Bestimmung mit um so größerer Sicherheit aussprechen zu können, nachdem der gleiche *Harpagodes* seitdem auch in sicher festgestellten Urgo-Aptienkalken bei Zongouldak (unweit des alten Heraclea pontica im Wilajet Kastamuni) aufgefunden wurde.

Im Liegenden der fossilführenden Urgonbildungen ändert sich der Gesteinscharakter; die Kalke treten in den Hintergrund und grünlichbraune, fossilleere Schiefertone bilden das vorherrschende Gestein.

Diesen Schiefertonen sind in ihrer oberen Partie mindestens zwei Konglomeratlagen eingeschaltet, die reichlich weiße Quarztrümmer enthalten.

Die tiefste aufgeschlossene Bildung liegt bereits in der Brandungszone. Es sind eisenhaltige, grünschwarze Schiefertone mit kalkigen Zwischenlagen, deren weitere Beobachtung durch die Brandung beeinträchtigt wurde. Diese Bildungen sind stark zerrüttet und von Kalkspatgängen durchsetzt. Die beiden Konglomeratbänke sind konkordant eingelagert, ohne daß irgendwelche Diskordanz der darunter und darüber liegenden Schichten wahrnehmbar wäre. Es handelt sich also um Faziesunterschiede, nicht um Transgressions-Konglomerate.

Die Konglomeratlagen gehören zu dem Komplex schwarzgrüner Schiefertone, welche in der Brandungszone selbst anstehen und auch Einschaltungen von gelbbraunen, eisenschüssigen Kalkbänken enthalten; auch die tiefere Konglomeratbank ist stellenweise durch Eisenoxydhydrat tief dunkelbraun gefärbt. In welchem Zustand das Eisen ursprünglich erhalten war, läßt sich wegen der durch die Meeresbrandung bewirkten chemischen Veränderung nicht mehr angeben.

An der Nordwestküste der Insel überkleidet das Tertiär in Meereshöhe direkt die blaugrauen Urgonkalke.

An der Westspitze schaltet sich, wie schon erwähnt, zwischen Kreide und Poros ein etwa 4 m mächtiges Basalkonglomerat ein, dessen meist recht umfangreiche Rollstücke aus blaugrauem Kreidekalk durch ein rotes Bindemittel verkittet sind. Die Grenze des Basalkonglomerates gegen den dickbankigen Poros ist recht scharf.

Im allgemeinen setzen also die nach Nordost streichenden Urgonkalke und die älteren Schiefertone mit den untergeordneten Konglomeraten die gleichsinnig streichende Nordküste des Eilandes zusammen.

Das Streichen der Urgonkalke ist etwa in der Mitte der nördlichen Küstenzone N 50 Ost; das Einfallen 40° und steiler

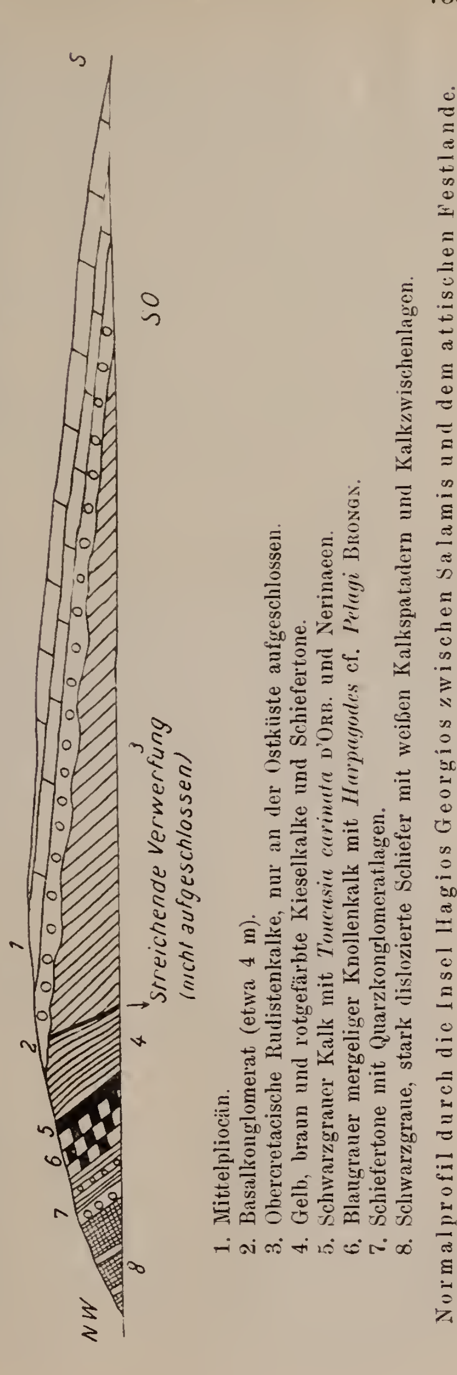
nach Südost. In der Mitte der Nordküste stellen sich die mergeligen *Harpagodes* cf. *Pelagi* Brongn. führenden Knollenkalke auch senkrecht. Man hat daher anzunehmen, daß die Fortsetzung der unteren Kreide sowohl auf Salamis, wie am Nordwest-Abhang des Aegaleos-Gebirges zu suchen ist. Auf Salamis sind bisher schon die oberen schwarzen Rudistenkalke bekannt.

Zusammenfassung.

Trotz ihrer Kleinheit gibt die Insel Hagios Georgios infolge ihrer verhältnismäßig zahlreichen Fossillager und guten Aufschlüsse Anlaß zu stratigraphischen und tektonischen Folgerungen von allgemeiner Wichtigkeit.

1. Die Kreide bildet eine, wie es scheint, konkordante Schichtenfolge. Die streichende Verwerfung zwischen Radiolitenkalk und Unterkreide ist oberflächlich nicht beobachtet und wurde nur aus Wahrscheinlichkeitsgründen angenommen.

2. Die Unter- und Oberkreide ist von einer einheitlichen mitteltertiären (wohl jungoligocänen) Faltung steil aufgewölbt. Die Richtung dieser mitteltertiären Falten ist von Nordost nach Südwest gerichtet.



1. Mittelpliocän.
2. Basalkonglomerat (etwa 4 m).
3. Obercretacische Rudistenkalke, nur an der Ostküste aufgeschlossen.
4. Gelb, braun und rotgefärbte Kieselkalke und Schiefertone.
5. Schwarzgrauer Kalk mit *Toucasia carinata* d'Orb. und Nerinaeen.
6. Blaugrauer mergeliger Knollenkalk mit *Harpagodes* cf. *Pelagi* Brongn.
7. Schiefertone mit Quarzkonglomeratlagen.
8. Schwarzgraue, stark dislozierte Schiefer mit weißen Kalkspatadern und Kalkzwischenlagen.

Normalprofil durch die Insel Hagios Georgios zwischen Salamis und dem attischen Festlande. Das Profil ist stark überhöht.

3. Die dem jüngsten Tertiär bis Quartär angehörigen Brüche längs des Kithaeron, des Parnes und des Isthmus von Korinth streichen von Ost nach West und stimmen also ganz mit der flachen Neigung der Jungtertiär-Scholle von Hagios Georgios überein.

4. Die Schichtenfolge, in der zum erstenmal in Mittelgriechenland Unterkreide nachgewiesen wurde, umfaßt folgende Gebirgsglieder:

1. Pliocän (mittelpliocäner Poros), flach nach Süd fallend.
2. Oberkreide = schwarze Rudistenkalke.
3. Urgonkalke mit *Toucasia* (*Toucasia carinata* D'ORB. sp.), *Nerinaea* sp. und *Harpagodes* cf. *Pelagi* BRONGN. sp. in einer tieferen Lage.
4. als unterstes Gebirgsglied eisenschüssige Schiefertone mit kalkigen Einschaltungen und Konglomeratlagen, welche lediglich als Einlagerungen ohne tektonische Bedeutung aufzufassen sind.

Die Schichtenfolge von 2—4 ist im Mitteltertiär gleichmäßig und stark aufgerichtet worden.

Das Mittelpliocän ist nur durch tertiär-quartäre Gebirgsbewegungen schwach disloziert.

Die mannigfach ausgebildeten Kreidegesteine von Hagios Georgios zwischen dem attischen Festlande und Salamis zeigen trotz ihrer steilen Aufrichtung keine Spur von metamorpher Umwandlung. Die verschiedenen Marmorvorkommen und halbkristallinen Kalke Attikas sind dagegen durch ihre kristalline Beschaffenheit und abweichendes Gebirgsstreichen von den nicht kristallinen Kreidekalken scharf geschieden.

Eine Umwandlung der grauen oder meist dunkelgefärbten Hippuritenkalke in die weißen Marmore ist an sich schon wegen der Farbendifferenz nicht anzunehmen.

Die kristalline Umwandlung ist daher in älteren Faltungsperioden erfolgt.

Zum Schlusse sprechen wir auch hier Herrn Prof. KILIAN (Grenoble) für die spezifische Bestimmung der untercretacischen Gattungen unseren besten Dank aus.

Die Selenka'sche Trinil-Expedition und ihr Werk.

Von Dr. J. Elbert in Frankfurt a. M.

Die Ergebnisse der Trinil-Expedition sind in einem 269 Seiten großen Tafelwerke erschienen: „Die *Pithecanthropus*-Schichten auf Java" in Engelmann's Verlag. Zwar sind keine neuen Skeletteile von dem interessanten *Pithecanthropus erectus* DUBOIS gefunden worden, doch sind die Kendeng-Gesteine, wenn auch vorwiegend nur in Trinil und Umgegend, untersucht worden. Die alte Auf-

fassung vom tertiären Alter konnte als irrig nachgewiesen, ein diluviales aber festgestellt werden.

Der Irrtum Dubois' wird uns erklärlich, wenn man in Betracht zieht, daß dieser Forscher, wie das in der Geologie Brauch ist, das Alter nach der Fossilführung bestimmt hat. Die *Pithecanthropus*-Schichten weisen nämlich gegen alle Regel eine pliocäne Fauna auf, was uns jedoch heute weiter nicht in Erstaunen setzt, da man sogar *Mastodon* in diluvialen Bildungen gefunden hat. Auf diesen Umstand und auf ein diluviales Alter wies ich bereits 1909 (in dies. Centralbl.) auf Grund 15monatiger eingehender Untersuchungen hin.

Da ich augenblicklich zu sehr durch die Ausarbeitung meines Werkes über meine letzte Sunda-Expedition 1909/10 beschäftigt bin, möchte ich nur kurz einige Teile aus dem Trinil-Werke besprechen. Der Bearbeiter des fossilen Pflanzenmaterials der Trinil-Expedition ist Herr Dr. Julius Schuster (*Pithecanthropus*-Schichten p. 235—257), über dessen Bestimmungen ich mich hier zuerst aussprechen möchte. Da Dr. Schuster in seiner ersten Bearbeitung der fossilen Pflanzen (Sitzungsberichte d. kgl. Bayer. Akademie. München 1909. Abh. 17) mir als Geologen nicht genügend botanische Kenntnisse über die Flora Javas zutraut, so soll sich ein namhafter Botaniker, der sich eine Reihe von Jahren dort aufgehalten hat und über ein bedeutendes systematisches Wissen verfügt, Herr Dr. H. Hallier, Leiden, über die Zuverlässigkeit der Schuster'schen Bestimmungen und über die unter Wissenschaftlern nicht übliche Art von Aneignung fremder Arbeitsergebnisse äußern. Ich muß mich an dieser Stelle damit begnügen, nur die wichtigsten Punkte aus dem Schreiben Dr. Hallier's mitzuteilen:

„Um die Unzuverlässigkeit der Schuster'schen Bestimmungen der fossilen Pflanzen von Trinil und Tritek nachzuweisen, genügt die Feststellung, daß bereits die rezenten Vergleichsobjekte unrichtig determiniert sind. Dr. Schuster hat das Exsikkatenmaterial von Dr. Elbert benutzt, zufälligerweise aber unter anderem zwei Mappen erwischt, deren meiste Pflanzen nur erst vorläufig von dem alten malaiischen Sammler Arsin bestimmt waren. Von den bereits in seiner ersten Arbeit (Sitzungsber. Bayer. Akad.) angeführten Pflanzen hat Schuster nur folgende 6 selbst, aber falsch bestimmt: 1. *Loranthus longifloris* (p. 21), 2. *Ficus variegata*, 3. *F. retusa* (p. 22), 4. *Gordonia excelsa* (p. 26), 5. *Eugenia confertiflora* (p. 26, 30) und 6. *Memecylon myrsinoides* (p. 13, 22). Im Trinilwerk (p. 256) berichtigt Schuster nur die letzte *M. myrsinoides* in *M. floribundum*. Als besonders charakteristisch soll die Schuster'sche Methode bei Bestimmung der sogen. *Gordonia excelsa*, die in den Sitzungsber. d. Bayer. Akad. (Fig. 1—7) abgebildet ist, angeführt werden. Schuster stützt sich auf die vom Malaien Arsin als

Gordonia spec. bestimmte Pflanze aus Dr. Elbert's Sammlung No. 287, die keinesfalls eine *Gordonia* ist, da sie im Gegensatz zu allen Ternstroemiaceen deutliche Nebenblattnarben hat und also niemals zu dieser Familie gehören kann. Außerdem zeigen die Blätter deutlich eingesenkte Drüsen, die in dieser Familie nirgendwo vorkommen. Auch die Nummern 286, 288 von Elbert's Sammlung, ganz andere Pflanzen, wurden von Schuster mit dem Namen *G. excelsa* belegt. Aber auch das in Fig. 1 (Sitzungsber. Bayer. Akad.) abgebildete Blatt ist keine *Gordonia*, könnte dann noch viel eher eine Vacciniacee oder Myrtacee sein. Wenn also Schuster (Sitzungsber. Bayer. Akad. p. 24) schreibt, daß dem Geologen Elbert kein Vorwurf gemacht werden kann, wenn er „nicht die etwa 1000 Baumarten Javas und ihre Variationsbreite auf Grund eingehender systematischer Studien kennt", also auch keine fossilen Pflanzen von Java bestimmen kann, so ist zu erwidern, daß vor allem Schuster selbst der genannten *Gordonia* eine respektable Variationsbreite durch oberflächliche Bestimmung gegeben hat.

Zum Teil scheinen diese falschen Bestimmungen von Schuster Gedächtnisfehler zu sein, da er *Eugenia confertiflora* für *Tristania conferta* etc. setzt. Was dann Schuster unter dem Namen *Eugenia* oder *Caryophyllus floribundus* abbildet (Sitzungsber. Bayer. Akad. Fig. 8, 9) kann alles mögliche sein, da die feinere Aderung fehlt.

In bezug auf das Verbreitungsgebiet der Pflanzen in den Klimaregionen scheint es Schuster ebenfalls nicht genau zu nehmen; denn er verändert die Höhenzahl, die in der Elbert'schen Sammlung[1] angegeben ist, nach oben und unten, macht sogar gelegentlich den Zusatz „und höher". Wenn Schuster seine Pflanzen einer einheitlichen Gewächszone von 600—1200 m zurechnet, so setzt er sich dabei in Widerspruch zu seinen eigenen Höhenangaben, die auf unvollständige Berücksichtigung von Herbar- und Literaturmaterial beruhen. Strand- und Sonnenpflanzen versetzt er in die feuchten Bergwälder, zwischen die Lorbeergewächse der temperierten Gewächszone, wie *Streblus asper*, *Fagraea*, *Flueggea*, *Cassia alata* u. a.

Besonders kennzeichnend für die oberflächliche Arbeitsweise Schuster's ist die Bestimmung dieser letzten Art (Trinilwerk p. 238, 246), die er nach Analogie mit anderen *Cassia*-Arten als Baum hinstellt, während sie ein großes Kraut ist, das wahrscheinlich aus Amerika eingeschleppt und als Unkraut in vielen Teilen des Archipels zu finden ist. Infolgedessen kann von ihm kein fossiles Holz (Holzopal) und gar mit einem *Polyporus* bewachsenes Stammstück gefunden werden, noch diese *Cassia* in Bergwäldern (s. p. 239) vorkommen.

---

[1] Vergl. Elbert: „Die Vegetationsregionen des Rindjani-Gebirges auf Lombok." (Die Sunda-Expedition des Ver. f. Geogr. zu Frankfurt a. M.) p. 121—133. 1911 (Verl. H. Minjon.)

Für das im Trinilwerk (Tafel 32 Fig. 44, 46, 47) abgebildete fossile Blatt *Uvaria lamponga* besteht vielleicht die schwache Möglichkeit, daß darin eine *Uvaria* vorliegt, doch nach einem ähnlichen Stück der Elbert'schen Sammlung zu schließen, könnte auch ein Endfieder von *Engelhardtia* vorliegen. Das auf Taf. 31 abgebildete rezente Blatt gehört nicht *Ficus variegata*, sondern *Conocephalus suaveolens* Bl. an, doch ist das fossile Blatt No. 11 keinesfalls mit einer der beiden Arten identisch. Jedenfalls sind die Tafeln infolge ihrer Kleinheit, die eine genaue Nachprüfung wegen der Unsicherheit unmöglich machen, unwissenschaftlich zu nennen, zumal Größenangaben und genaue Zitierung des Vergleichsmaterials fehlen.

Auf p. 248 und 256 des Trinilwerkes publiziert Schuster eine Liste von Pflanzen, die Elbert in der Gegend des Kendeng bei Trinil und im Pandan gesammelt hat, ohne irgendwelche Erlaubnis dazu eingeholt zu haben. Er behauptet (Sitzungsber. Bayer. Akad. p. 21), daß „deren Bestimmung von Hans Hallier und von mir (also Dr. Schuster) ausgeführt wurde", was objektiv unwahr ist.

Wie Dr. Schuster zu meiner Bestimmungsliste der Elbert-schen Sammlung kam, ist mir unerklärlich."

Das Vorstehende über die Mitteilungen Dr. Hallier's möge genügen. Jetzt will auch ich berichten, wie Dr. Schuster mit mir in bezug auf meine fossile Pflanzensammlung verfahren hat, und zwar während der Zeit, als ich in Indien, 1909/10 auf meiner Expedition war.

1908 bearbeitete ich meine fossile Pflanzensammlung im Rijksherbarium zu Leiden und notierte die Namen auf den Photographien für die Tafeln. Ich unterließ die direkte Publikation, da ich auf meiner neuen, kurz bevorstehenden Expedition weiteres Material sammeln wollte. Meine Sammlung von Tritek im Pandan gab ich dem Direktor des Herbariums in Verwahrung. Nach meiner Rückkehr 1910 überreichte mir Herr Dr. Schuster eine Arbeit: Ein Beitrag zur *Pithecanthropus*-Frage (Sitzungsber. Bayer. Akad. 1909), in der meine fossilen Tritek-Pflanzen bearbeitet und abgebildet sind, ohne daß mein Name als Sammler und Besitzer genannt wird.

Der Direktor des Rijksherbariums schreibt mir, daß Schuster ausdrücklich von ihm darauf aufmerksam gemacht sei, daß die Sammlung mein Eigentum sei und ihm die Erlaubnis zur Bearbeitung infolgedessen nicht erteilt werden könne. Auf welchem Wege Schuster nun meine Sammlung in die Hände bekommen hat, können Direktor und Konservatoren des Herbariums mir nicht erklären, Tatsache aber ist, daß bei jedem Fossil jetzt eine Etikette von Schuster's Hand liegt und daß einige Stücke in Schuster's Arbeit abgebildet sind. Bei diesen

Abbildungen fällt mir auf, daß alle Einzelheiten der Nervatur fehlen und daß bei Fig. 9 ein Negativ vorliegt. Ich muß daher annehmen, daß sich SCHUSTER Abdrücke hergestellt hat, die er hat zeichnen lassen. Da SCHUSTER nicht die mit Nervatur versehenen Reste des verkohlten Blattes auf diese Weise erhalten hat, so erklärt sich die völlig falsche Bestimmung. Das Blatt kann nach HALLIER niemals eine *Gordonia excelsa* sein, doch wäre es nicht ausgeschlossen, daß hierin eine Vacciniacee vorliege.

Jetzt möchte ich noch eine Bemerkung von Dr. CARTHAUS im Trinilwerke (p. 8) erwähnen: „Paläontologisch verschiedene Horizonte nach den organischen Einschlüssen oder konstante Tonlagen in diesen sandsteinartigen Tufflagen unterscheiden zu wollen, wie es Dr. ELBERT getan hat, geht nicht an", und (p. 10): „Ganz dasselbe gilt von seiner scharfen Einteilung der Kendengschichten in unteres, mittleres und oberes Diluvium, nach deren wirklichen Begründung ich gleichfalls vergeblich gesucht habe."

Wenn Dr. CARTHAUS seine Untersuchungen nicht nur auf Trinil und Umgegend beschränkt (s. p. 3), sondern wie ich auf den ganzen Kendeng und Pandan ausgedehnt hätte, würde er sicherlich zu demselben Resultate gekommen sein, wie ich. Es tut mir jedoch leid, daß er vergeblich nach einer Begründung gesucht hat, also anscheinend von der Existenz meiner letzten, im April 1909 in Java erst abgeschlossenen Arbeit keine Kenntnis hatte (dies. Centralbl. 1909. No. 17. p. 513—520). Indem ich aut diese, wenn auch nur 8 Seiten umfassende Abhandlung hinweise, möchte ich doch auf die Entdeckung von Kendengschichten (also nach CARTHAUS ebenfalls *Pithecanthropus*-Schichten) in dem Durchbruchtale des Soloflusses durch den Kendeng nördlich von Ngawi hinweisen.

Kein Geologe wird wohl behaupten wollen, daß diese Schichten im Quertal des Kendeng gleichalterig seien mit denen am Südabhang des Kendeng, z. B. bei Trinil befindlichen, in die Faltung des Kendeng mit einbegriffenen Lagen. Im übrigen kann ich Dr. CARTHAUS nur auf meine später erscheinende Abhandlung hinweisen, zu deren Drucklegung ich infolge meiner neuen Expedition noch nicht die Zeit hatte. In dieser werde ich eine große Zahl guter Profile durch alle Teile des Kendeng und Pandan bringen, worin ich meine Behauptungen in der zitierten Arbeit in dies. Centralbl. beweisen werde. Meine über eine lange Strecke reichenden Profile durch den östlichen Kendeng und den Pandan lassen es völlig ausgeschlossen erscheinen, daß die Ablagerungen im Gebiete von Trinil einheitlichen Bildungen, die alle den *Pithecanthropus*-Schichten gleichzustellen sind, angehören.

Den Worten von CARTHAUS (p. 22) aber glaube ich gern, daß es nicht gerade leicht ist, sich bei der starken Störung des Gebirges ein richtiges Bild von der Schichtenfolge zu machen,

vor allem während der nur kurzen Zeit, welche diesem Gelehrten zur Verfügung stand.

Zum Schluß möchte ich mir noch gestatten, eine Bemerkung in der Einleitung des Trinilwerkes richtigzustellen. Auf p. VI der Einleitung begründet Frau SELENKA die Tatsache meines vorzeitigen Ausscheidens aus der Trinil-Expedition mit „geringfügigen Differenzen“, die zwischen mir und einem Mitarbeiter, Herrn Ingenieur OPPENOORTH, entstanden seien. Dieser Äußerung möchte ich eine zweite von Dr. CARTHAUS, meinem zweiten Nachfolger bei der Expedition, gegenüberstellen (p. 8), in der mir anscheinend der Vorwurf gemacht wird, beim Abbau der Gesteinsschichten einen Fehler begangen zu haben, dadurch, daß ich eine wichtige Pflanzenschicht nicht gleichmäßig und in einer großen Fläche hätte abbauen lassen. In der Tat ist nun ein derartiger Fehler begangen, und zwar infolge Nichtausführung meines Befehles durch OPPENOORTH. Zur Zeit des Abbaues über der Pflanzenschicht unternahm ich mehrere Exkursionen in die Umgegend unter Erteilung des ausdrücklichen Befehles, die Pflanzenschicht nicht zu durchbrechen. Als ich dann OPPENOORTH bei dieser und einer sich später wiederholenden Gelegenheit, bei der er gegen meinen Befehl an der alten Fundstelle des *Pithecanthropus* einen Schacht gegraben hatte, zur Verantwortung zog, hielt er mir einen unmittelbaren Befehl der Frau SELENKA vor, möglichst schnell bis auf die fragliche Knochenschicht abzubauen. — Derartige Zuwiderhandlungen, welche die kühnsten Hoffnungen eines Forschers mit einem Schlage vernichten, dürften nicht als kleine Differenzen zu bezeichnen sein.

Antwort auf die Entgegnung der Herren L. Siegert, E. Naumann und E. Picard „Nochmals über das Alter des Thüringischen Lösses“.

Von **Ewald Wüst** in Kiel

In meiner „Antwort auf die Ausführungen der Herren L. SIEGERT, E. NAUMANN und E. PICARD“ „Über das Alter des Thüringischen Lösses“[1] habe ich es mir angelegen sein lassen, einerseits meine wissenschaftliche Überzeugung in der Frage nach den Altersverhältnissen der Thüringischen Lößablagerungen gegen die Angriffe der Herren SIEGERT und Gen. sachlich zu verteidigen und durch neu mitgeteilte Beobachtungen weiter zu begründen[2], andererseits aber die Art der Polemik meiner Gegner durch den Nachweis zu kennzeichnen, daß diese Herren erstens zahlreiche unrichtige Angaben über meine

[1] Dies. Centralbl. 1910. p. 369—376 und 407—417. Im folgenden: WÜST, Antwort.

[2] Besonders Abschnitte II und III meiner Antwort.

Veröffentlichungen gemacht haben, zweitens in ihrer Polemik gegen mich mehrfach einen anderen Standpunkt vertreten als in anderen ihrer Veröffentlichungen und drittens meine sämtlichen Arbeiten und überhaupt meinen Namen von der Wende der Jahre 1908 und 1909 an in allen ihren in den amtlichen Publikationen der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt erschienenen Arbeiten unterdrückt haben [1].

Die nunmehr vorliegende Entgegnung der Herren SIEGERT und Gen. „Nochmals über das Alter des Thüringischen Lösses" [2] geht auf die Verteidigung und weitere Begründung meines Standpunktes in der strittigen Frage so gut [3] wie gar nicht ein: Alle meine sachlichen Darlegungen werden als „Spitzfindigkeiten" und „Wortklaubereien" übergangen und alle von mir neu mitgeteilten Beobachtungen, welche zum Teile — wie der Nachweis des Hinabreichens nordischer Glazialablagerungen unter das Niveau der Saaleaue bei Halle — von entscheidender Bedeutung für die Beantwortung der diskutierten Fragen sind, gänzlich ignoriert. Unter diesen Umständen ist der eigentlich wissenschaftliche Teil der Polemik als vorläufig abgeschlossen zu betrachten.

Die Entgegnung der Herren SIEGERT und Gen. beschäftigt sich — abgesehen von zahlreichen persönlichen Anwürfen gegen mich, die mich nicht berühren, und über die ich kein Wort verliere — so gut wie ausschließlich mit den der Kennzeichnung der Polemik der Herren SIEGERT und Gen. gewidmeten Teilen meiner Antwort. Bezüglich dieser wenig allgemeines Interesse beanspruchenden Teile der Polemik will ich mich so kurz wie möglich fassen und nur zu den Hauptpunkten mit wenigen Worten Stellung nehmen.

---

[1] Besonders Abschnitte I, III 1, III 3 und IV meiner Antwort.

[2] Dies. Centralbl. 1911. p. 327—335.

[3] Die Herren erklären in ihrer Entgegnung (p. 331), daß sie unter dem „Taubacher Profil" die Profile von Ehringsdorf und Weimar verstanden haben. Nach dieser Erklärung bleibt ihr gegen mich erhobener Vorwurf bestehen, daß ich eine Kalktuffbank für Löß und eine Schneckenrietbank mit *Limnaea* und *Planorbis* für die humifizierte Rinde dieses Lösses erklärt habe. Unterdessen ist eine eingehendere Darstellung der in Betracht kommenden Profile erschienen, auf die ich zur Begründung meiner Angaben verweise: WÜST, Die plistocänen Ablagerungen des Travertingebietes der Gegend von Weimar und ihre Fossilienbestände in ihrer Bedeutung für die Beurteilung der Klimaschwankungen des Eiszeitalters, Zeitschrift für Naturwissenschaften, 82, p. 161—252, 1911. — Wenn die Herren in ihrer Entgegnung (p. 332) das von REICHARDT beschriebene Lößprofil von Schmira bei Erfurt, auf das ich mich berufen habe, „nicht als beweiskräftig für das Vorhandensein von 3 Lößformationen betrachten", so kann ich dazu nichts bemerken, bis die Herren die in Aussicht gestellte nähere Begründung dieses Urteiles veröffentlicht haben.

Daß es den Herren SIEGERT und Gen. nicht gelungen ist, die Tatsache aus der Welt zu schaffen, daß sie in ihrer Polemik gegen mich mehrfach einen anderen Standpunkt einnehmen als in anderen kurz vorher erschienenen Publikationen, geht aus der Vergleichung der betreffenden Stellen meiner Antwort und der Entgegnung der Herren SIEGERT und Gen. ohne weiteres hervor[1].

Ebensowenig ist es den Herren gelungen, ihr seit der Wende der Jahre 1908 und 1909 betriebenes Totschweigen meiner Arbeiten und meines Namens in den amtlichen Publikationen der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt irgendwie zureichend zu motivieren. Einige der von mir beispielsweise angeführten Punkte (z. B. den Fossilienbestand von Uichteritz) übergehen sie ganz. Die Hinfälligkeit ihrer Ausführungen zu den Sporen aus dem Buntsandsteine[2] und dem Ilmlaufe über die Finne[3] liegt auf der Hand. Die Ausführungen zu den hochgelegenen alten Saaleschottern sind ebenso hinfällig, doch ist das nur für den Kenner der Verhältnisse ohne weiteres ersichtlich und für andere wohl kaum so interessant, daß sich eine nähere Erörterung lohnte. Und zum Oberrotliegenden in und bei Halle schließlich habe ich das Folgende zu bemerken. Zunächst polemisiert Herr SIEGERT in der Entgegnung von SIEGERT und Gen., p. 334 — in dem ihm und seinen Genossen nun einmal eigenen Tone — gegen eine Behauptung, die er mir völlig zu Unrecht zuschiebt. Das zeigt die folgende Nebeneinanderstellung (a) der einzigen Worte meiner Antwort, in denen von dem Oberrotliegenden in und bei Halle die Rede ist mit (b) den betreffenden Äußerungen SIEGERT's.

(a)	(b)
WÜST, Antwort, p. 416.	SIEGERT in SIEGERT und Gen., Entgegnung, p. 334.
„Mit den Ergebnissen meiner Untersuchungen über das Oberrotliegende in und bei Halle, welche ich z. T. 1906 Herrn SIEGERT persönlich im Gelände demonstriert habe, stimmt Herr SIEGERT in den	„Die von Herrn WÜST behauptete völlige Übereinstimmung unserer beiderseitigen Darstellung des Rotliegenden ist nicht vorhanden;“ „Die dreiste Anmaßung, daß meine Darstellung des

[1] Vergl. bezüglich SIEGERT's verschiedener Stellung zum Vorhandensein eines besonderen „jüngsten Lösses“ WÜST, Antwort, p. 408—409 (Abschnitt 1) und SIEGERT und Gen., Entgegnung, p. 332 (zu III 1, Positio II) und bezüglich NAUMANN's verschiedener Beurteilung des Alters „des Lösses“ WÜST, Antwort, p. 410—411 und SIEGERT und Gen., Entgegnung, p. 332—333 (zu III 3, Positio II).

[2] p. 334.

[3] p. 334—335.

Erläuterungen zu Blatt Halle-Süd und in seiner Arbeit über „Das Grenzgebiet zwischen der Mansfelder und der Halleschen Mulde in der Gegend von Halle a. S.“[2] in den wesentlichsten Punkten völlig überein, ohne es jedoch für nötig zu halten, meine Arbeiten[3] zu zitieren oder auch nur meinen Namen zu nennen.“

„[2] Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908. 29. II. 2. 1909. p. 354—383.“

„[3] Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorlande. Dies. Centralbl. 1907. p. 81—88, und Die erdgeschichtliche Entwickelung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes (S.-A. aus Ule, Heimatkunde des Saalekreises usw., Halle a. S. 1906—1908). Halle a. S. 1908.“

Oberrotliegenden auf seiner persönlichen Demonstration im Gelände beruhe, weise ich hiermit als unwahr zurück.“

(Die gesperrten Stellen sind in den Originalen nur teilweise gesperrt.)

Wie aus den angeführten Stellen ohne weiteres ersichtlich ist, habe ich eine „völlige Übereinstimmung“ nicht der „beiderseitigen Darstellung“, sondern „mit den Ergebnissen in den wesentlichsten Punkten“ behauptet und nicht gesagt, daß Siegert's Darstellung auf meiner Demonstration im Gelände „beruhe“, sondern nur angeführt, daß ich Herrn Siegert meine Ergebnisse „zum Teile“ im Gelände demonstriert habe. Meine Behauptungen aber so, wie ich sie wirklich ausgesprochen habe, nicht so, wie sie Herr Siegert darstellt, entsprechen vollinhaltlich den Tatsachen. Als die erwähnten wesentlichsten Punkte meiner Ergebnisse, mit denen Herr Siegert völlig übereinstimmt, betrachte ich und habe ich immer betrachtet:

1. Die Zuweisung der Konglomerate aus einheimischen unterrotliegenden Porphyren und der damit verknüpften Sandsteine und Schiefertone der Stadt Halle und ihrer nächsten Umgebung zum Oberrotliegenden[1] und

[1] Diese Schichten wurden zwar schon von Laspeyres zum Oberrotliegenden gestellt, dann aber u. a. von Beyschlag zum Unterrotliegenden gezogen. Auf der ersten Auflage seiner „Geologischen Übersichtskarte der Gegend von Halle“ (Berlin o. J.) zog Beyschlag diese Schichten in ihrer Gesamtheit zum Unterrotliegenden; auf der zweiten Auflage der-

2. die Feststellung, daß die unter (1) erwähnten Schichten in das Liegende der aus vorwiegend gebietsfremden Porphyren bestehenden Konglomerate des Hallischen Oberrotliegenden gehören.

Zum Schlusse dieser Erörterungen bemerke ich, daß es mir selbstverständlich an sich gleichgültig ist, ob ich ein paarmal mehr oder weniger zitiert werde, daß ich es aber — nicht nur im eigenen, sondern auch im allgemeinen Interesse — für richtig halte, gegen ein offensichtlich planmäßiges Totgeschwiegenwerden öffentlich zu protestieren. Daß auch andere Fachgenossen ebenso denken, beweisen mir die zahlreichen ähnlichen polemischen Erörterungen der letzten Zeit, die sich so vielfach ebenfalls gerade an Angehörige der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt wenden.

Ich habe in meiner Antwort größtenteils durch kommentarlose Nebeneinanderstellung von Zitaten oder unbestreitbaren — auch von SIEGERT und Gen. nicht bestrittenen — Tatsachen exakt bewiesen, daß die Herren SIEGERT und Gen. in zahlreichen Fällen wahrheitswidrige Behauptungen über meine Veröffentlichungen in ihrer Polemik ausgesprochen haben[1]. Wenn sich die Herren jetzt den Anschein zu geben versuchen, als ob sie meine bezüglichen Darlegungen, die größtenteils ihrer Natur nach schlechthin unwiderleglich sind, widerlegt hätten, so ist ihnen das nur dadurch möglich, daß sie teils vollkommen an meinen Darlegungen vorbeireden, teils mit neuen Unwahrheiten kämpfen. Wer sich ein eigenes Urteil darüber bilden will, braucht nur Punkt für Punkt die Entgegnung der Herren SIEGERT und Gen. mit meiner Antwort zu vergleichen, was dadurch erleichtert ist, daß die Herren SIEGERT und Gen. in ihrer Entgegnung meiner Numerierung der einzelnen ihnen von mir in meiner Antwort nachgewiesenen wahrheitswidrigen Angaben folgen[2]. Bei der ganz überwiegenden Mehrzahl der Fälle genügt eine einfache Vergleichung der betreffenden Stellen der Entgegnung von SIEGERT und Gen. und meiner Antwort vollkommen zur Bildung eines eigenen Urteiles.

Mit dem Versuche, die Mehrzahl der ihnen nachgewiesenen Unwahrheiten abzustreiten, kontrastiert merkwürdig der Umstand, daß die Herren in 2 Fällen selbst sagen, daß sie ihre

---

selben (Berlin 1907) stellte er wenigstens einen kleinen Teil derselben, der links der Saale zwischen dem Weinberge und der Schäferei (nicht wie in meiner oben angeführten Darstellung der Geologie des östlichen Harzvorlandes steht „dem Heidewege") ausgeht, zum Oberrotliegenden. Meine Zuweisung der in Rede stehenden Schichten zum Oberrotliegenden ist selbstverständlich durch neue Argumente begründet.

[1] Antwort, p. 369—375.

[2] SIEGERT und Gen., Entgegnung, p. 327—331 und WÜST, Antwort, p. 369—375.

wahrheitswidrigen Angaben wider besseres Wissen gemacht haben. Zu Punkt I 6 bemerken sie auf p. 328, daß ihnen die Differenz von mehr als 5 Monaten zwischen den Erscheinungsdaten zweier Arbeiten von mir „nicht entgangen“ war, als sie die beiden Arbeiten für „ungefähr gleichzeitig erschienen“ erklärten. Wenn sie dazu weiter bemerken: „Dadurch erfährt unser Einwand, daß Wahnschaffe diese Arbeiten für seine „Oberflächengestaltung . . . .“ nicht mehr benutzen konnte, keine Berichtigung“, so geht daraus hervor, daß es den Herren darauf ankam, glauben zu machen, daß auch die früher erschienene der beiden Arbeiten so spät erschienen ist, daß sie von Wahnschaffe nicht mehr berücksichtigt werden konnte. Damit aber haben die Herren wieder einmal etwas notorisch Unwahres glauben machen wollen, denn Wahnschaffe hat die betreffende Arbeit tatsächlich bei der Abfassung seiner „Oberflächengestaltung . . . .“ vorgelegen, wie am einwandfreiesten daraus hervorgeht, daß er sie auf p. 330—331 des genannten Buches eingehend bespricht! Zu Punkt I 7 bemerken die Herren auf p. 328, daß sie wußten, daß ich seit Jahren nicht mehr der Geikie'schen Gliederung folge, als sie schrieben, „daß Wüst bei seinen Arbeiten die Geikie'sche Gliederung benutzt“!

Ich glaube, daß durch das Gesagte in Verbindung mit dem von mir in meiner Antwort vorgebrachten reichen und ohne weiteres nachkontrollierbaren Materiale die Stellung der Herren Siegert und Gen. zur Wahrheit genügend gekennzeichnet ist. So gekennzeichneten Gegnern ist man meines Erachtens keine ins Einzelne gehende Widerlegung ihrer zum Teil eingestandenermaßen bewußt ausgesprochenen wahrheitswidrigen Behauptungen mehr schuldig. Jeder Urteilsfähige muß nun ermessen können, mit welchem Maße von Kritik er Äußerungen seitens der Herren Siegert und Gen. aufzunehmen hat.

Ich wäre nun am Ende meiner Auseinandersetzungen mit den Herren Siegert und Gen., wenn diese Herren nicht noch einen Bundesgenossen im Kampfe gegen mich gefunden hätten, in Herrn Artur Weiss, der in einer von den Herren Siegert und Gen. mehrfach mit freudiger Zustimmung zitierten Druckschrift, betitelt „Das Pleistocän der Umgegend von Weimar“ (Hildburghausen o. J. — Nach meinen Ermittelungen 1910 erschienen. Wüst.) u. a. „ein geradezu vernichtendes Urteil“[1] über einen Teil meiner Veröffentlichungen gefällt hat. Ich bedaure es lebhaft, daß die Herren Siegert und Gen. keine der zahlreichen gegen mich gerichteten Stellen dieser „Arbeit“ wörtlich angeführt

[1] Siegert und Gen., Entgegnung. p. 334.

haben und hole das wenigstens bezüglich einiger der nach meinem Gefühle schönsten derartigen Stellen[1] nach.

Weiss, p. 46: „In den folgenden Jahren unternahm ich nun die Conchylienfauna der Kalktuffe zu revidieren und meine Ansichten über Entstehung und Verbreitung derselben anzugeben, ich führte dies in einigen kleineren Abhandlungen aus, die in derselben Fassung, nur mit größerm Wortschwall und unnützen Verdächtigungen der sicheren Bestimmung meiner Funde, mit Randglossen versehen, den größten Teil der Abhandlung: „Untersuchungen über das Plistocän und das älteste Pleistocän Thüringens nördlich vom Thüringer Walde und westlich von der Saale, von Herrn Dr. E. Wüst-Halle. (Inhalt der Doktordissertation des Herrn Dr. E. Wüst in Halle) ausmachen."

[Für diejenigen Leser, denen meine hier erwähnten „Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens usw." (Abh. d. naturf. Ges. zu Halle, Band 23, 1901, p. [17]—[368], T. I—IX.) nicht bekannt sind, sei erwähnt, daß die Thüringischen Kalktuffe nicht zum Thema dieser Arbeit gehören und in dieser nur vergleichsweise herangezogen werden. Wüst.]

Weiss, p. 55: „Die paläolithischen Fundschichten und Funde der Gegend von Weimar, vorläufige Mitteilung von Herrn Dr. med. Hans Hahne und Herrn Dr. Ewald Wüst, 1908; Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Nr. 7, S. 197—210, bringt uns eine Beschreibung der Ablagerungen von Weimar, Taubach, Ehringsdorf, geologisch und anthropologisch behandelt, welche den unbefangenen Leser durch seine großartigen Annahmen frappiert, die darin scheinbar als etwas ganz Neues verzapft werden, in Wirklichkeit nichts anderes sind, als ein Auszug aus den früheren Abhandlungen, ohne Angabe der Namen der betreffenden Autoren. Im wesentlichen erfahren wir darin nichts anderes, als was schon Pohlig mit anderen Worten 1885 veröffentlichte."

Weiss, p. 55: „In der Zeitschrift für Naturwissenschaften, 80. Band 1908, publizierte auf S. 125—134 Herr Dr. E. Wüst in Halle unter dem Titel „Neues über die paläolithischen Fundstätten der Gegend von Weimar" seinen am 30. Juni 1906 in Naumburg gehaltenen Vortrag „Die diluvialen Menschen Thüringens". Dieser Vortrag ist mit dem im Zentralblatt für Min. etc. identisch und was für diesem gesagt wurde, gilt auch für den Naumburger. Ob die Brückner-Pencksche Bezeichnung bei uns in Thüringen vom Interesse ist, glaube ich verneinen zu können, ich glaube, es ist das Gescheiteste, man läßt bei Beurteilung der Weimar-Ehringsdorf-Taubacher Verhältnisse alle Spekulationen Dr. E. Wüsts bei-

[1] Um Mißverständnissen vorzubeugen, bemerke ich ausdrücklich, daß ich in den folgenden Zitaten nicht einen Buchstaben und nicht eine Interpunktion geändert habe.

seite, da diese doch das möglichst Unwahrscheinliche geradezu an den Haaren herbeiziehen. Das einzige Wichtige in dieser Abhandlung ist die Erklärung der Priorität der Entdeckung der letzten Feuerstätte zu Ehringsdorf durch Herrn Dr. E. Wüst. Ob dabei diese nicht schon andere kannten (?) ist wohl eher anzunehmen; daß gerade aber Herrn Dr. E. Wüst die Ausgrabung dieser Fundstätte nicht übertragen wurde, ist wohl für diesen recht bedauerlich, was für gletscherhafte und phänomenale Hypothesen gehen uns dadurch verloren. Sicher wären noch einige Lößhorizonte, kalte und warme Interglaziale herausgemindelt, gewürmt, gerist, gegünst und gewaldphaselt worden."

Wer aus dem Mitgeteilten noch nicht ersehen sollte, wes Geistes Kind der neue Bundesgenosse der Herren Siegert und Gen. ist, der lasse sich die Mühe nicht verdrießen, noch die beiden folgenden Zitate zu lesen, welche die geologische Bildung, die Urteilsfähigkeit und überhaupt den ganzen Geisteszustand des Herrn Weiss klar beleuchten.

Weiss, p. 20: „Diese Tridensschicht (W. 12) zeigt merkwürdige, zitzenförmige Ausläufe, Faltungen und Stauchungen, welche ich früher als Gletscherwirkungen beschrieb. Ich glaube aber diese Annahme jetzt als irrig hinzustellen, da es mir wahrscheinlicher ist, daß diese Störungen der Arvicola, die ich in massenhaften Resten nachwies, zuzuschreiben sind, die wie die Maulwürfe Erde aufwirft, indem unter dieser ihre Gänge gewühlt werden."

Weiss, p. 56—57: „Es ist also, wenn wir das Alter des hangenden Lösses angeben wollen, dieser älter als die Findlingsblöcke und wenn diese als von einer Eiszeit herrührend betrachtet werden, vor dieser Zeit entstanden und deshalb falls dieses, die letzte Eiszeit war, älter als diese und für diese Eiszeit als präglazial anzusehen. Dies war auch der Grund, warum ich in meiner ersten Arbeit über die Conchylienfauna von Weimar-Taubach den Ausdruck altpleistocän setzte. Später wurde mir von den verschiedensten Seiten, betreffs dieser Ausdrucksweise, der Vorwurf der Unkenntnis der Lagerungsverhältnisse unserer Fundstätten gemacht, so daß ich den damals von Penck für Taubach angewandten: interglazial, bei der nächsten Abhandlung in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft brauchte. Wenn ich darin den Ausdruck Moräne mit verwandte, so geschah dies, weil Pohlig und Penck diese Ausdrücke anwandten, es kann mir also hierbei nicht vorgeworfen werden, wenn ich die damals immer mehr in Aufschwung gekommenen Glazialforschungen berücksichtigte, durch Versehen blieb damals das Zitat, woher ich den Ausdruck hatte, weg, was ich hierdurch ausdrücklich erwähne."

Ich denke natürlich nicht daran, in irgend welche Polemik gegen die durch die angeführten Zitate wohl

genügend gekennzeichnete „Arbeit“ des Herrn Weiss einzutreten; sie ernst zu nehmen, muß ich den Herren Siegert, Naumann und Picard überlassen[1].

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Modell zur Erläuterung der stereographischen Projektion.

Von **E. A. Wülfing** in Heidelberg.

Mit 2 Textfiguren.

Im Anschluß an die in dies. Centralbl. 1911. p. 273—275 veröffentlichte Notiz über Wandtafeln für stereographische Projektion möchte ich einen weiteren Versuch machen, dem Anfänger das Verständnis dieser Zeichenmethode zu erleichtern und damit deren Einbürgerung und Verbreitung zu fördern. Das hierfür konstruierte Modell soll vor allem drei Bedingungen erfüllen. Es soll

erstens den Zusammenhang zwischen den Kristallflächen und ihren Positionen auf der Projektionskugel recht handgreiflich zeigen,

zweitens den Zusammenhang zwischen den Punkten auf der Projektionskugel und den Punkten auf der Projektionsebene ganz unzweideutig erkennen lassen,

drittens die Haupteigenschaften der stereographischen Projektion — Kreiserhaltung und Winkeltreue — überzeugend demonstrieren.

Die beiden horizontalen Achsen des rechtwinkeligen Achsenkreuzes des in Figur 1 abgebildeten Modells tragen eine Glasscheibe, welche die Projektionsebene vorstellt. Darüber befindet sich eine gläserne Halbkugel von gleichem Durchmesser, und über diese wieder läßt sich eine Haube stülpen, die aus einem Glasmodell der projizierten Kristallform, hier aus einer Kombination von Oktaeder und Rhombendodekaeder besteht. Diese Kombination ist so berechnet, daß ihre Flächen die Kugel berühren, wie dies für die Oktaederflächen in den dreieckig markierten, für die Rhombendodekaederflächen in den ellipsenartigen Punkten der Fall ist. Die Zonenverbände dieser Flächenpunkte sind durch farbige Großkreise angegeben. — Die Haube kann man entfernen und damit andeuten, daß man in vielen Fällen die Vorstellung von den Kristallflächen gänzlich vergißt und nur mit den Punkten auf der Kugeloberfläche oder mit ihren Projektionen operiert.

Zur Erfüllung der zweiten Bedingung sind die Punkte auf der

[1] Ebenso Herrn Wahnschaffe, der in seinem Aufsatze „Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlösses“ (Zeitschrift für Gletscherkunde usw. 5. 1911. p. 321—338) sich in einer Abwehr meiner Kritik seiner Darstellung des norddeutschen Randlösses (p. 331—332) so gut wie ganz auf das Urteil der Herren Siegert und Gen. und in einem Falle auch auf das Urteil des Herrn Weiss stützt.

Kugel durch Seidenschnüre mit dem unteren Achsenendpunkt — dem tiefsten Punkt der voll gedachten Kugel, dem Augenpunkt — verbunden. Die hierdurch angedeuteten Sehstrahlen geben dort, wo sie die Glastafel durchsetzen, die Projektionspunkte an. Auch auf dieser Glastafel sind die Zonenverbände der Projektionspunkte durch Großkreise, also durch Kreise, die durch die Enden eines Durchmessers des Grundkreises gehen, farbig dargestellt.

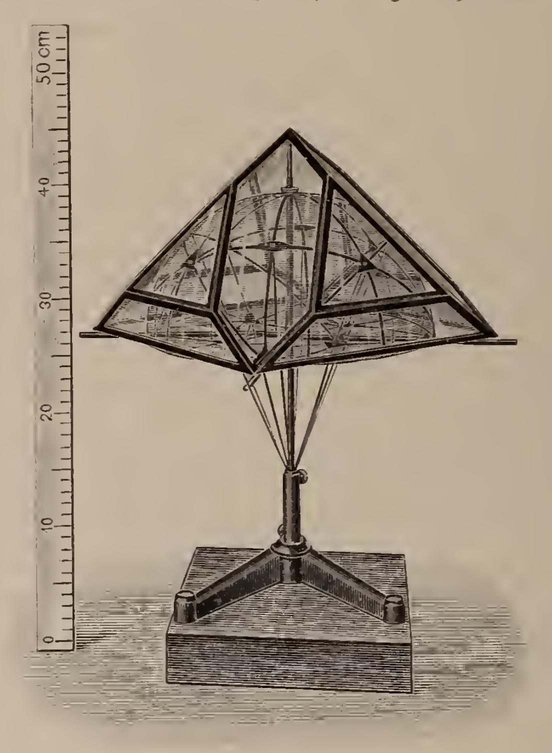


Fig. 1.

Die Wirkungsweise dieser für die stereographische Projektion so maßgebenden Wahl des Augenpunktes im Nadir der Kugel wird verständlich, wenn man das Auge tatsächlich in diesen Augenpunkt bringen und die Halbkugel mit den auf ihr gezeichneten Gebilden von dort aus betrachten kann. Dazu beseitigt man die Haube, lockert die Schraube unten am Stativ und stellt das Achsenkreuz mit der Halbkugel auf den Kopf, steckt also jetzt das in Figur 1 über die Glaskugel hinausragende Ende der Vertikalachse in die Säule des Dreifußes. Nunmehr liegt der Augenpunkt oben bei *A* in Figur 2 und erlaubt das Auge an seine Stelle zu bringen. Damit dies nun auch genau ausfülirbar

ist, und das Auge nicht etwa einige Centimeter darüber die Beobachtung anstellt, sind die Seidenschnüre schon vorher an dem Umfang einer kleinen Messingscheibe befestigt; ihre Verlängerungen sollen sich etwas jenseits nicht nur der Messingscheibe, sondern auch der Vertikalaxe, also in freier Luft erst treffen. Ein Auge, das genau an dieser Stelle liegt, erkennt nun mit einem Blick

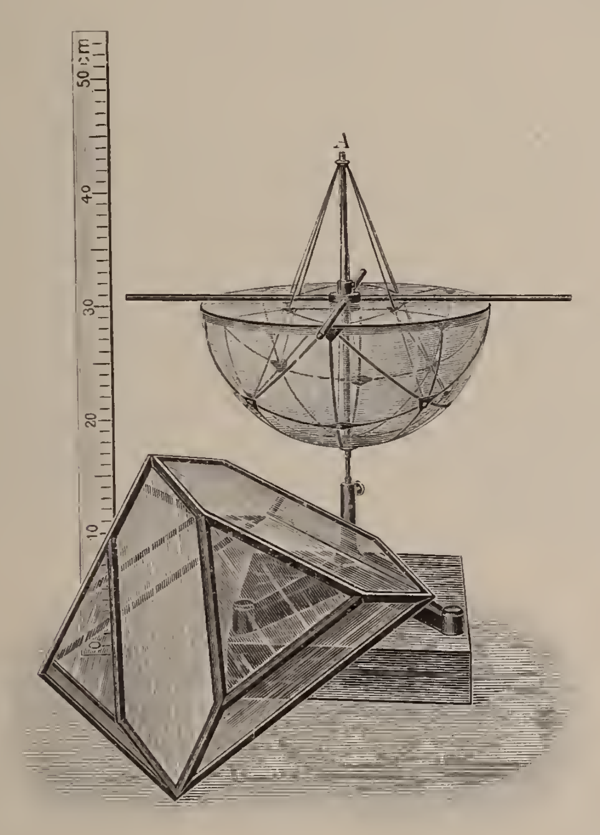


Fig. 2.

die scheinbare Gleichheit der Gebilde auf der Kugeloberfläche und auf der Glastafel. — Zuerst wird man die eine Haupteigenschaft der stereographischen Projektion wahrnehmen, die Erhaltung der Kreise. Großkreise auf der Kugel kommen zur Deckung mit Großkreisen auf der Glastafel, Kleinkreise (in der Figur nicht sichtbar) kommen zur Deckung mit entsprechenden Kleinkreisen. Man sieht auch bald, daß diese sogenannte Kreisverwandtschaft nur eine qualitative ist, daß die projizierten Kreise andere Radien

haben als die entsprechenden auf der Kugel. Auch läßt sich noch an der in den Figuren nicht sichtbaren Projektion des Kleinkreises zeigen, daß sein Konstruktionsmittelpunkt — also der Punkt, von dem aus man mit einem Zirkel den Kreis schlagen würde — nicht mit seinem Projektionsmittelpunkt zusammenfällt, d. h. nicht mit dem Punkt, von welchem die Kreispunkte im projizierten Winkelmaß gleichweit abstehen.

Neben dieser qualitativen Kreisverwandtschaft läßt sich schließlich auch die quantitative Winkeltreue der stereographischen Projektion am Modell zeigen. Die in den Oktaeder- und Rhombendodekaederpunkten auf der Kugel sich unter 60° und unter 90° schneidenden Zonenkreise kreuzen sich unter denselben Winkeln von 60° und von 90° auch auf der Projektionsebene. Man kann auf diese das Vorstellungsvermögen wenig in Anspruch nehmende Weise solche anfänglich überraschenden Beziehungen überzeugend vorführen und sicherlich auch bei manchem Beobachter das Interesse für den exakten Beweis dieser Tatsachen erwecken.

Eine kleine Ausführung des beschriebenen Modells ist anfangs der 90er Jahre in Tübingen entstanden und in meinen Vorlesungen oft benutzt worden. 1908 habe ich ein hier abgebildetes größeres Modell der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Köln vorgeführt. Neuerdings wird das Modell noch etwas größer (Kugelradius 15 cm) und technisch vervollkommnet von der Firma Dr. F. Krantz in Bonn hergestellt.

Heidelberg, den 18. Oktober 1911.

Miscellanea.

Da ich beabsichtige, eine Zusammenstellung sämtlicher neuerer Analysen von Silikatmineralien, auch solcher aus Gesteinen, zu verfassen, so ersuche ich die Fachgenossen, mir Separatabdrücke, namentlich von schwer zugänglichen Spezialarbeiten (z. B. geologischer Detailbeschreibungen), in welchen sich derartige Analysen finden, insbesondere auch von solchen in nichtdeutscher Sprache, zukommen lassen zu wollen. **C. Doelter** (Wien).

Personalia.

Am 5. September d. J. starb zu Caldas in Brasilien Professor Dr. **Eugen Hussak** aus Rio de Janeiro, früher in S. Paulo, im Alter von 53 Jahren. Er ist geboren in Graz und war zuletzt an der Geologischen Landesanstalt Brasiliens angestellt.

Berufen: Prof. Dr. **E. Sommerfeldt** in Aachen als Ordinarius für Mineralogie an die Universität Brüssel.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Unterscheidung künstlicher Saphire und Rubine von natürlichen.

Von **C. Doelter.**

Den neuen künstlichen Saphir, der nach Angaben von Verneuil mit Eisenoxyd und Titandioxyd gefärbt sein soll und welcher nicht wie der frühere amorph ist, habe ich durch mehrere Monate mit einem schwächeren Radiumpräparat (ca. 200 mg RCl_2) bestrahlt. Dieser Saphir wird nicht wie die meisten natürlichen Saphire gelb, sondern er wird etwas violett. Der Kunstrubin, wie er in den Fabriken von Boulogne hergestellt wird, verhält sich in Kathodenstrahlen verschieden von natürlichem Rubin (schon Lecocq de Boisbaudran hatte bei den ersten Frémy'schen Rubinen Unterschiede beobachtet), indem letzterer nicht das starke Nachleuchten zeigt und auch ein anderes Phosphoreszenzlicht hat. Ein weiteres Unterscheidungsmittel fand ich beim Erhitzen in Kohlenoxyd, der natürliche Rubin wurde vorübergehend grau. Ob alle Rubine, auch der Birmarubin, sich so verhalten, kann ich nicht behaupten, da ich zwar mit solchen von verschiedenen Fundorten experimentierte, aber keinen unzweifelhaften Birmarubin zur Verfügung hatte.

Einige Versuche zur Bestimmung des Kristallisationsvermögens von Mineralien.

Von **V. Schumoff-Deleano** (St. Petersburg) und **E. Dittler** (Wien).

Mit 1 Textfigur.

Die ersten Versuche, das Kristallisationsvermögen geschmolzener Mineralien zu bestimmen, rühren von C. Doelter her, welcher die betreffenden Mineralien in kleinen Platinzylindern von ca. 2 cm^3 Inhalt bis zum Schmelzfluß erhitzte und in bestimmten, genau gemessenen Temperaturintervallen unterkühlte. C. Doelter konnte die Ansicht G. Tammann's bestätigen, daß das Kristallisationsvermögen ähnlich wie die Kristallisationsgeschwindigkeit in einem bestimmten Temperaturbereich unter dem Schmelzpunkt ein Maximum erreicht, das je nach der chemischen Zusammensetzung des Minerals mehr oder weniger weit vom Schmelzpunkte abliegt und insbesondere von der Gefäßgröße abhängig ist[1]. Um nun mit Hilfe

[1] C. Doelter, Kristallisationsvermögen und Kristallisationsgeschwindigkeit geschmolzener Mineralien. Dies. Centralbl. 1903. p. 608.

des C. Doelter'schen Heizmikroskopes genauere Daten über das spontane Kristallisationsvermögen verschiedener Mineralien zu gewinnen, ließen wir versuchsweise von der Firma C. Reichert in Wien ein an das C. Doelter'sche Heizmikroskop angepaßtes Netzokular konstruieren, das in seinem unteren Linsensystem eine quadratische Felderteilung von 0,5 mm Seitenlänge pro Feld enthält und bei der üblichen Vergrößerung (Objektiv No. 00, 4 cm Abstand des Quarzschälchens vom Objektiv, 70 lin.) das Gesichtsfeld in 180 Maschen teilt, von welchen, wie Vorversuche zeigten, mindestens 50 von der flüssigen Mineralschmelze bedeckt erscheinen, so daß ein für allemal diese Zahl zur Grundlage der Berechnung benützt werden konnte[1].

Angewandt wurden die in unserem Laboratorium eingeführten kleinen Quarzschälchen, in welchen ca. 0005 g des durch ein Leinwandfilter gesiebten Pulvers reinster ausgesuchter Mineralsplitter eingewogen wurden. Das feine Pulver wurde bis zur Dünnflüssigkeit geschmolzen und hiernach in einem möglichst kleinen Zeitintervall auf die gewünschte Temperatur abgekühlt, wobei durch geringfügiges Klopfen an der Ofenwandung die Schmelze zum Kristallisieren zu bringen versucht wurde.

In diesem Zeitpunkt wurde die Temperatur durch etwa 10 Minuten konstant gehalten und hernach rasch so lange (bis zu 40^0) gesteigert, bis die ersten Centren zur Ausbildung gelangten; nach 10 Minuten wurde mit der Abkühlung fortgesetzt. Wir hatten hierbei die Ansicht G. Tammann's im Auge, daß bei einem plötzlichen kleinen Temperaturanstieg über das gewünschte Temperaturmaß hinaus die Zahl der sich spontan bildenden Kristallisationscentren zwar klein, die Kristallisationsgeschwindigkeit aber genügend groß wird, um zur Bildung von Kernen Veranlassung zu geben[2].

G. Tammann hat diese Methode bei organischen Stoffen mit großem Vorteil angewendet und die Beeinflussung des Kristallisationsvermögens durch fremde Stoffe studiert. Die mikroskopische Methode, welche von uns angewendet wurde, hat insbesondere den Vorteil, daß bei Anwendung von wenig und reinstem Material die Bildung der Kerne direkt verfolgt werden kann.

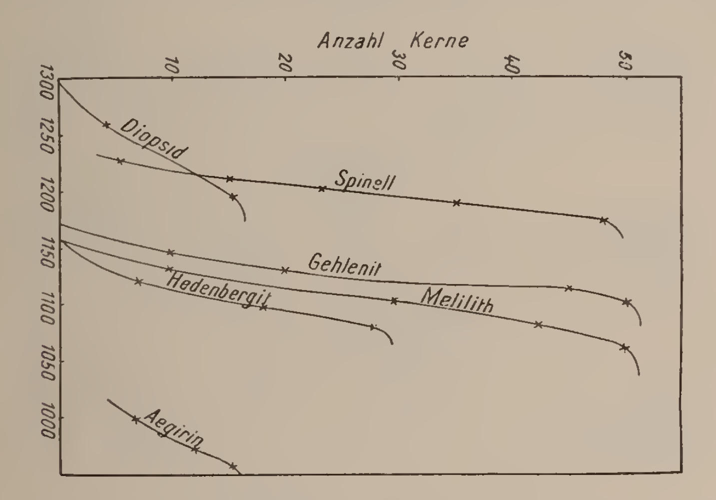
Da entsprechend der geringen Stoffmenge und der kleinen Gefäße das Kristallisationsvermögen ein geringes, die Unterkühlung aber eine sehr beträchtliche sein mußte, so erklärt es sich, daß das Maximum der Kernzahl wenigstens bei den Fe-armen Mineralien Spinell, Gehlenit und Diopsid, wie die Beobachtung

[1] Zufällig auftretende Poren in der Schmelze wurden berücksichtigt und derartige Felder von der Zählung ausgeschaltet.

[2] G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen. p. 150. 1903. Bei den schwer kristallisierenden Silikaten mußte die Methode, namentlich was die Zeit betrifft, wesentlich modifiziert werden.

lehrte, erst 100—180° unter dem Schmelzpunkte erreicht wurde, während die Fe-haltigen Stoffe schon durchschnittlich 50—80° unter dem Schmelzpunkte ein Maximum im Kristallisationsvermögen erkennen ließen.

Die Resultate der ausgeführten Versuche sind in Fig. 1 zusammengefaßt. Trägt man die Anzahl der Kerne auf die Ordinatenachse, die Temperaturen, bei welchen die Zählung der Kerne erfolgt war, auf die Abszissenachse auf, so kann man aus den



Kurven den Zuwachs der Kerne zwischen zwei bestimmten Zeitabständen, deren Wahl zufolge der genauen elektrischen Temperaturregulierung in der Hand des Experimentators liegt, direkt ablesen.

Man erkennt, daß zu Ende der Kurven jede derselben eine kleine Umbiegung erfährt; die Unterkühlung ist hier bereits eine so große, daß der Zuwachs der Kerne rapid abnimmt und in der wenig selbstleuchtenden Schmelze auch bei Anwendung stärksten Bogenlichtes neue Kerne nicht mehr wahrgenommen werden konnten.

Die Umbiegung in der Kurve zeigt daher den Stillstand in der Kristallisation an.

Die Versuchsresultate sind:

1. Diopsid aus Zermatt.
Schmelzpunkt: 1300—1320°.
K. G. > K. V.

Temperatur	1260°	1200°	1175°
Anzahl Kerne	6 (12 %)	15 (30 %)	18 (36 %)[1]
Zuwachs	—	9	3

[1] Die % geben die Menge des kristallisierten Anteiles der Schmelze an

2. Spinell aus Amity, New York.
Schmelzpunkt: 1360°.
K. G. < K. V.

Temperatur . . .	1225°	1210°	1200°	1185°	1175°
Anzahl Kerne .	5 (10 %)	15 (30 %)	23 (46 %)	35 (70 %)	47 (94 %)
Zuwachs	—	10	8	12	12

3. Gehlenit aus dem Fassatal.
Schmelzpunkt: 1300°.
K. G. < K. V.

Temperatur . .	1150°	1130°	1115°	1100°
Anzahl Kerne .	10 (20 %)	20 (40 %)	45 (90 %)	50 (100 %)
Zuwachs . . .	—	10	25	5

4. Melilith aus Alnö, Schweden.
Schmelzpunkt: 1180°.
K. G. < K. V.

Temperatur . .	1130°	1100°	1080°	1060°
Anzahl Kerne .	12 (24 %)	30 (60 %)	43 (86 %)	50 (100 %)
Zuwachs . . .	—	18	13	7

5. Hedenbergit aus Nordmarken.
Schmelzpunkt: 1160°.
K. G. = K. V.

Temperatur	1120°	1100°	1080°
Anzahl Kerne	7 (14 %)	18 (36 %)	28 (56 %)
Zuwachs	—	11	10

6. Ägirin vom Lange Sundfjord.
Schmelzpunkt: 1020°.
K. G. > K. V.

Temperatur	1000°	975°	950°
Anzahl Kerne	7 (14 %)	12 (24 %)	15 (30 %)
Zuwachs	—	5	3

Bei Ägirin und Diopsid bildeten sich nicht die zur Messung des Kristallisationsvermögens geeigneten isolierten Kristallkerne, sondern nach allen Seiten hin rasch anschießende lange Nadeln; erst nachdem der größere Teil kristallisiert war, bildeten sich noch weitere kleine Sphärolithe, deren Zahl gezählt werden konnte. Die Kristallisationsgeschwindigkeit übersteigt bei diesen Mineralien jedenfalls das Kristallisationsvermögen.

Man ersieht aus den Kurven, daß Spinell, Gehlenit und Melilith ein sehr viel größeres Kristallisationsvermögen besitzen, als beispielsweise Diopsid und Ägirin; Hedenbergit steht ungefähr in der Mitte zwischen beiden.

Das Maximum des Kristallisationsvermögens, ausgedrückt durch die prozentuale Menge des kristallisierten Teiles der Schmelze, liegt bei den untersuchten Mineralien ungefähr in folgenden Temperaturintervallen:

	Temperatur:	Kristallisierter Anteil in der Schmelze:
Spinell	1175—1200°	94 %
Gehlenit	1115—1130	100 „
Melilith	1100—1130	100 „
Diopsid	1200—1260	36 „
Hedenbergit . . .	1080—1120	56 „
Ägirin	960—1000	30 „

Anhangsweise folgen einige neue Schmelzpunktsbestimmungen:

Melanit vom Vesuv

950°. Schmelzbeginn Θ_1.
1140 Formänderung zu Tropfen Θ_2.
1160 Die Schmelze bildet eine zusammenhängende Masse.

Almandin von Grönland

1100°. Beginn des Schmelzens Θ_1.
1150 Starke Abrundung der Kanten.
1225 Alles dünnflüssig.
Punkt Θ_2 bei etwa 1180°.

Hedenbergit, Lange Sundfjord

1100°. Schmelzbeginn Θ_1.
1135 Starke Veränderung der Kanten.
1160 Substanz ist ganz zusammengeschmolzen Θ_2.

Akmit, Norwegen

975°. Schmelzbeginn Θ_1.
990 Geringe Tropfenbildung.
1020 Schleierbildung Θ_2.

Mineralogisches Institut der k. k. Universität Wien des Professor C. Doelter.

Zur Geschichte des Kupferlasur-Bergbaues bei Wallerfangen a. d. Saar.

Von Dr. **Alfred Weyhmann**, Saarbrücken.

Gegenstand dieser Mitteilung ist das ziemlich ausgedehnte Vorkommen von Kupferlasur in der Nähe des jetzt preußischen, ehemals herzoglich lothringischen Ortes Wallerfangen unweit Saarlouis. Zahlreiche Urkunden des Departements-Archivs zu Nancy aus dem 15., 16. und 17. Jahrhundert beweisen, daß Wallerfangen sein Aufblühen am Ausgang des Mittelalters zum Teil dem Bergbau verdankte, der weit über die Grenzen des Landes hinaus berühmt war. Lieferten doch die Kupferlasur-Erze, die sich dort noch heute in großer Menge im Buntsandstein eingesprengt vorfinden, eine schon im Altertume, aber auch noch im Mittelalter hoch geschätzte blaue Farbe, das Azur, auf deutsch:

Bergblau. Die Erze wurden in einer mit Wasserkraft betriebenen Mühle zu Pulver vermahlen und dieses Pulver in Säckchen zu 1 Pfund in den Handel gebracht, wobei ein Unterschied gemacht wurde, ob es zu Ölfarbe oder zu Wasserfarbe verwendet werden sollte (azur à l'huille, azur à l'eau). So zogen am Anfang des 16. Jahrhunderts Wallerfanger Händler mit dem heimischen Produkt bis nach Oberitalien, und da man in jener Blütezeit der italienischen Malerei noch nichts von Anilin- und Teerfarben wußte, könnte man wohl versucht sein, anzunehmen, daß Wallerfanger Bergblau bei der Herstellung jener viel bewunderten Kunstwerke verwendet worden sei, mit denen Päpste und Dogen, Fürsten und Patrizier, kirchliche und weltliche Gemeinden ihre Paläste und sonstigen Gebäude schmückten. Eine gewisse Vorsicht ist jedoch hier am Platze, da die Farbbeständigkeit der Bergblaufarbe, wenigstens bei den geringeren Sorten, nicht allzu groß ist. Das Blau verblaßt, und dies ist wohl auch der Grund gewesen, daß die Nachfrage nach Ware etwa von der Mitte des 16. Jahrhunderts ab stark zurückging, und der Bergbau im 17. Jahrhundert völlig zum Erliegen kam.

Die herzogliche Regierung hatte vergebens versucht, diesem Niedergang des Gewerbes vorzubeugen. Sie bestellte 1587 den Wallerfanger Bürger Philipp Bockenheimer zum Bergrichter (justicier des mines d'azur) und ließ durch ihn ein paar erfahrene Bergleute anlegen, welche mehrere verfallene Grubenbaue wieder auftaten und für Rechnung des herzoglichen Domaniums Erze förderten, doch erforderte der Betrieb Jahr für Jahr Zuschüsse. Im Jahre 1616 nahmen der Meister der Azurgräberzunft und sechs seiner „compagnons“ eine Befahrung der herzoglichen Gruben vor, wofür ihnen 5 Frs. ausgezahlt wurden, und 1618 ließ man aus Worms einen Sachverständigen kommen, der ein besseres Verfahren angeben sollte, nach welchem das Bergblau-Erz vermahlen und geläutert werden sollte, — aber die Absatzschwierigkeiten hörten nicht auf. Um schließlich neues Betriebskapital zu schaffen, verkaufte man 1620 ziemlich den ganzen Lagerbestand an rohem Erz, 1800 Pfund, zum Preis von 450 Frs. an den Leiter der Kupferschlägerei in Nancy, Claudius Martin, und an denselben 1621 den gesamten Bestand an gemahlenem Bergblau, 350 Pfund, für 1400 Frs., die also wohl dann auf metallisches Kupfer verhüttet worden sein dürften. Als 1624 der Bergrichter wiederum um Zubuße bat, um die Arbeiter löhnen zu können, mußte dazu erst Geld geborgt werden, denn die herzoglichen Kassen waren leer. Gleichwohl wollte der Herzog von einer Stillegung des Betriebs nichts wissen „wegen der Ehre, die das dort geförderte Mineral dem Lande einbringt“ (pour l'honneur qui revient au pays du minéral qui en provient), und noch mehrere Male mußte der Rentmeister dem Bergrichter Gelder überweisen, damit weiter gearbeitet werden konnte. Die letzten Nach-

richten über den staatlichen Grubenbetrieb stammen aus dem Jahre 1628, wo der Bergrichter zum mündlichen Vortrag nach Nancy berufen wird „pour estre ouy sur certains faits concernantz le progres et advancement des dites mines“, und vielleicht ist der Betrieb noch vor Beginn des erbitterten Kampfes eingestellt worden, der zwischen dem bis dahin unabhängigen Herzogtum Lothringen und seinem französischen Erbfeind 1633 ausbrach. In der Jahresrechnung des Wallerfanger Rentmeisters vom Jahre 1649 ist bei dem Kapitel „Bergblaugruben“ vermerkt: „il ne se trouve plus des mineurs d’azur“. Bergblaugräber gibt es keine mehr, weshalb weder eine Einnahme noch eine Ausgabe zu buchen ist. Wohl aber muß die „Zunft“ der Bergleute (oder Gewerken?) wenigstens formell noch weiter bestanden haben, denn noch 1669 wird bescheinigt, daß sie 6 Groschen Pacht für ein Wiesenstück an der alten Saar entrichtet haben, eine Zahlung, die seit der Mitte des 16. Jahrhunderts alljährlich geleistet worden ist. („Les confrères des mines d’azur ont reprins un prey en la vieille Sarre et en payent par an VI gros.“)

Da die urkundlichen Nachrichten über diesen Bergbau von mir in einer kürzlich erschienenen kleinen Monographie[1] behandelt worden sind, soll hier nicht näher darauf eingegangen werden. Ein im 19. Jahrhundert unternommener Versuch, den Bergbau zu neuem Leben zu erwecken, scheint auf die Dauer nicht von Erfolg begleitet gewesen zu sein, denn das darauf gegründete Unternehmen hat nach wenigen Jahren den Betrieb ebenfalls wieder eingestellt. In der Tat dürfte es auch heutzutage kaum mehr rentabel sein, die nachgewiesenermaßen noch in großer Menge anstehenden Erze lediglich zum Zwecke der Farbmittelherstellung zu fördern. Ob sich eine nutzbringende Verwertung zu anderen Zwecken mit den Mitteln der heutigen Technik ermöglichen ließe, vermag ich nicht zu beurteilen, möchte es aber jedenfalls nicht von vornherein als ausgeschlossen betrachten.

Dagegen möchte ich nicht unterlassen, hier noch einen historisch und sprachlich interessanten Punkt zu erwähnen. Die Kunde von jenem alten Bergbau lebte in der mündlichen Überlieferung der Ortseinwohner begreiflicherweise fort, und noch heute heißt ein Teil des dicht bei Wallerfangen gelegenen Berges „das Blauloch“. Aber in einer 1865 erschienenen Lokalgeschichte von Baltzer („Historische Notizen über die Stadt Saarlouis und deren unmittelbare Umgebung“) sind es nicht Kupfererze, die als Gegenstand dieses Bergbaues genannt werden, sondern der ebenfalls wegen seiner schönen blauen Farbe bekannte Lapis lazuli. Nun lehrt zwar schon der Augenschein selbst den Laien, daß Kupferlasur

---

[1] Der Bergbau auf Kupferlasur (Azur) zu Wallerfangen a. d. Saar unter den lothringischen Herzögen (1492—1669). Von Dr. Alfred Weyhmann, Saarbrücken. Selbstverlag. 1911. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. II. Ref.)

und Lapis lazuli zwei wesentlich voneinander verschiedene Dinge sind, aber diese Vermischung der beiden Begriffe begegnet uns auch schon in der älteren Literatur. So identifizieren die großen Wörterbücher des Henricus Stephanus (Thesaurus Graecae linguae, 16. Jahrh.) und Du Cange (Glossarium ad scriptores mediae et infimae latinitatis, 17. Jahrh.), die Begriffe λαζούριον bezw. lazur, azurrum und ähnliche Wortformen ohne weiteres mit dem Lapis lazuli. Nach Henricus Stephanus soll aber λαζούριον auch eine blaue Farbe bedeuten, die nach einem Schriftsteller des Altertums, wohl einem der Kirchenväter, aus — Sapphiren gewonnen werde. Er zitiert: Arethas in Apokalypsim, Kap. 21: „Ἐξ οὗ σαπφείρου φασὶ καὶ τὸ λαζούριον γίνεσθαι“. Wenn man nun auch diese Bemerkung selbstverständlich nicht ernst zu nehmen braucht, so scheint doch aus der ganzen Unklarheit, die über dem Begriffe „Azur“ schwebt, hervorzugehen, daß die Gewinnung dieser Farbe in alter Zeit eine Art Geheimnis bildete, wodurch ihr Wert wohl noch gesteigert wurde. Anzeichen hierfür finden wir auch in Wallerfangen, wie aus folgendem Schreiben der herzoglichen Rechnungskammer an die dortigen Bergbeamten hervorzugehen scheint. Es lautet in der Übersetzung:

„Liebe und gute Freunde! Da es in Eurer Gegend niemand anders gibt als Simon Moser, der in den Bergblaugruben zu arbeiten versteht, und wir tadelnswert sein würden, wenn wir sie verfallen ließen, wegen ihrer Seltenheit, so bewilligt dem Moser die 6 frs. Wochenlohn, die er verlangt, für die Arbeit und Lieferung der bei der Grubenarbeit erforderlichen Kerzen; auch laßt ihm sogleich ein hölzernes Haus auf dem Berge bauen, das, wie ihr schreibt, einige 100 Franken kosten kann, wie Ihr ihm auch die 8 Pickel, 2 Schlägel, 10 Eisen, Säge, Axt und Meisel kaufen werdet, die er verlangt, und zwar so billig wie möglich. Und da es keinen Wert hat, den Grubenbetrieb aufrecht zu erhalten, wenn man nicht das Verfahren kennt, das gewonnene Bergblau zu läutern (affiner), so werdet Ihr zunächst das, was Ihr davon auf Lager habt, durch die beiden Frauen läutern lassen, die dabei das Verfahren kennen lernen mögen, damit Ihr mit ihnen, wenn sie genügend in der Arbeit geübt sind, vereinbart, daß sie ihre Fertigkeit auch andern beibringen und auch schriftlich *eine Beschreibung davon geben, so daß die Kenntnis davon nicht im Laufe der Zeit verloren gehen kann.* Und über das, was Ihr getan habt, wollet uns baldigst Nachricht geben, damit wir das Weitere anordnen können. Ohne mehr für heute, bitten wir den Schöpfer, daß er Euch behüte. Nancy, den 12. Juni 1614.“

Leider ist diese Beschreibung, wie das Bergblau geläutert wurde, in den Akten nicht mitenthalten, und nur die Rechnungen über die dabei verwendeten Materialien geben einen schwachen Anhalt dafür, wie dabei verfahren worden sein mag.

Ueber einen Apophyllit-Analcim-Auswürfling des Monte Somma[1].

Von St. J. Thugutt.

Mit 1 Textfigur.

Der Vesuv repräsentiert keinen günstigen Boden für die Bildung von Zeolithen. Dieselben werden dort auch im ganzen selten beobachtet. Bislang sind nur vier vesuvische Zeolithe bekannt: der Phillipsit, der Scolecit, der Thomsonit und der Analcim[2]. Der Analcim — ein gewöhnliches Umwandlungsprodukt des Leucits — gehört zu den noch verhältnismäßig häufigsten Zeolithen. Chemische Analysen desselben wurden jedoch nicht geliefert. Im Besitz einer 530 g wiegenden Analcimbombe, unternahm ich, diese Lücke auszufüllen. Zugleich gelang es mir darin zwei bis dahin am Vesuv unbekannte Minerale aufzufinden, nämlich den Apophyllit und den Seladonit.

Der die Hauptmasse der Bombe ausmachende Analcim tritt als pseudomorphes Umwandlungsprodukt des Leucits auf. Der Durchmesser der einzelnen Trapezoeder übersteigt nicht 5 mm. Der Analcim ist milchig trübe, oft vom eingeschlossenen Eisenoxyd blaß, rosarot gefärbt. Es kommen aber auch Stellen vor, wo sich der Hämatit nicht innerlich, sondern um die einzelnen Analcimkristalle herum konzentriert. Je nach dem Eisenoxydgehalte schwankt auch das spez. Gew. des Analcims zwischen 2,25 und 2,265. Die chemische Zusammensetzung weist gegen den theoretischen Wert einen nicht unbedeutenden Kieselsäureüberschuß auf.

		ber.
SiO_2	56,27	54,63
Al_2O_3	22,24	23,15
K_2O	0,04	—
Na_2O	13,39	14,05
H_2O	8,45	8,17
	100,39	100,00

Das molekulare Verhältnis von Tonerde und Alkali ist fast genau gleich der Einheit. Der der Analyse unterworfenen Probe waren 0.16 % Hämatit beigemengt. Das Eisenoxyd des Leucits nimmt nämlich keinen Anteil an der Bildung des Analcims, ähnlich wie das Eisenoxyd des Nephelins bei seiner Umwandlung in Natrolith[3]. Gleichzeitig mit der Abscheidung des Eisenoxyds wird die Kieselsäure und das Alkali des Eisenleucits frei. Die bei der

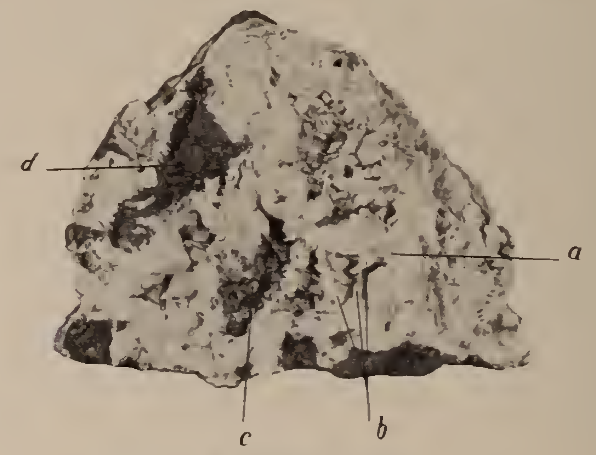
[1] Pamiętnik Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich w Krakowie. 18. VII. 1911.

[2] F. Zambonini, Mineralogia Vesuviana (1910). 290.

[3] St. J. Thugutt, N. Jahrb. f. Min. etc. (1895). Beil.-Bd. IX. p. 584 und 610.

Reaktion tätige Kohlensäure begünstigt den weiteren Transport des Kalis, die Kieselsäure dagegen wird als Opal an Ort und Stelle abgeschieden. Daher das milchig trübe Aussehen des Analcims. Nur die nach außen zu gelegenen Kristalle oder Teile derselben erscheinen wasserhell, indem die Nebenprodukte der Zersetzung von hieraus völlig weggeführt werden.

Die Menge der überschüssigen Kieselsäure beträgt 3.79 %, also bedeutend mehr, als dem Maximalgehalte von Fe_2O_3 im Leucit entspricht. Arfvedson[1] fand im Leucit vom Vesuv 0.95 % Fe_2O_3. Dieser Menge entsprechen 1.43 % SiO_2. Der über 2 % betragende Kieselsäureüberschuß mag zum Teil der ungleichförmigen Ver-



0,64 der natürl. Größe.

teilung des Opals zugeschrieben werden, zum Teil aber rührt er vom eingeschlossenen Wollastonit und Augit her. Bei der Einwirkung von CO_2-haltigem Wasser werden die alkalischen Erden der letzteren weggeführt, während Kieselsäure zurückbleibt. Wollastonit und Augit sind als Einschlüsse im Leucit von Bruno Mierisch[2] beobachtet worden.

Opal kann im Analcim mit Hilfe von Methylenblau nachgewiesen werden: Opal färbt sich damit blau, während der Analcim unverändert bleibt. Man kann auch das schon früher von mir[3], nämlich für den Analcim von der Seisser Alp empfohlene Verfahren einschlagen: man behandelt den feingepulverten Analcim fünf Minuten lang mit 5 % Na_2CO_3 auf dem Dampfbade, wobei nur der Opal in Lösung geht. Wie zu erwarten, weisen die Analysen

---

[1] J. Zambonini, Mineralogia Vesuviana (1910). p. 132. Anal. No. V.
[2] Tschermak's Min. Mitth. N. F. (1887.) 8. p. 154.
[3] St. J. Thugutt. Zeitschr. f. Anorg. Chem. (1892.) 2. p. 138.

des opalfreien, durchsichtigen Analcims von den Cyclopeninseln bei Catania keinen Kieselsäureüberschuß auf [1].

Die soeben beschriebene Analcimbombe wird nun in mehreren Richtungen von schön durchsichtigem, spargelgrünem Apophyllit durchquert. Auf der beigefügten Figur sind zwei solche beinah unter rechtem Winkel sich schneidende, 8 mm dicke, 40 mm lange, blättrige Lagen von Apophyllit zu sehen (a). Daneben kommen auch aufgewachsene, etwa 1 cm^2 messende Apophyllittäfelchen von der Kombination {001} {100} {111} vor (b). Der Apophyllit ist spröde, Spaltbarkeit // {001} vollkommen, Bruch uneben, Glas- resp. Perlmutterglanz stark ausgesprochen, sp. G. 2,37 bei 22,5° C.

		ber.
SiO_2	52,76	53,11
CaO	23,69	24,66
MgO	0,05	—
K_2O	5,14	5.18
Na_2O	0,65	—
F	1,35	2,09
H_2O	16,85	15.84
	100,49	100,88
$F_2 = O$	0.57	0,88
	99,92	100,00

Die chemische Zusammensetzung, abgesehen von dem nach der Methode von BERZELIUS bestimmten und wohl zu niedrig ausgefallenen Fluorgehalte, entspricht derjenigen des normalen Apophyllits. Trotzdem, dass natriumhaltige Gewässer bei der Analcimbildung tätig gewesen sind, ist im Apophyllit sehr wenig Calcium durch Natrium ersetzt worden.

Das Muttermineral des Apophyllits ist Wollastonit gewesen. Bei der Umwandlung in Apophyllit verlor letzterer die Hälfte seines Kalks. (Die schönen rhomboedrischen Calcitinkrustationen der Geode (c), sowie auch die den Armen des Apophyllits ansitzenden Calcite verdanken obigem Prozeß ihre Entstehung.) Das bis dahin übliche Molekulargewicht des Wollastonits $CaSiO_3$ muß deshalb wenigstens verdoppelt werden. Soll außerdem die Umwandlung ohne Volumänderung vor sich gehen, so sind 5 Moleküle $Ca_2Si_2O_6$ nötig, um ein Molekül Apophyllit zu bilden:

$$5\,Ca_2Si_2O_6 + 2\,H_2O + 4\,CO_2 + KF = 4\,(CaSi_2O_5 \,.\, 2\,H_2O)\,KF$$
$$+ 4\,CaCO_3 + Ca_2Si_2O_6$$

Nur dann verhalten sich die Molekulargewichte beider Minerale wie ihre spezifischen Gewichte. Aus obiger Gleichung folgen die Zahlen — 11639: 908,988 = 2,9 : 2,26, während 2,9 und 2,37 beobachtet sind. Neben dem Kalke muß also auch ein Molekül

[1] HINTZE, Handb. d. Min. p. 1724.

Wollastonit ausgeschieden werden. Die vom Mutterminerale ein wenig entfernten, aufgewachsenen Apophyllitkristalle (b) verdanken wahrscheinlich obigem fünften Wollastonitmolekül ihre Entstehung.

Eine ausgiebige Quelle für das Kalium des Apophyllits bildete der der Analcimisierung unterliegende Leucit. Woher sein Fluor stammt, ist nicht leicht zu enträtseln; jedenfalls ist dasselbe nicht auf den Cuspidin $Ca_4 Si_2 O_7 F_2$ zurückzuführen, wogegen schon die äußere Form des letzteren spricht. Pseudomorphosen von Apophyllit nach Cuspidin wurden bis jetzt nicht beobachtet, während die Umwandlung von Wollastonit in Apophyllit wiederholt konstatiert wurde: so von Peters[1] und von F. Sandberger[2] in den Kalken von Čiklova im Banat, von Streng[3] in Auerbach. Streng suchte auch die stattfindende Reaktion durch eine Gleichung

$$2\,Ca\,Si\,O_3 + C\,O_2 + 2\,H_2\,O = Ca\,C\,O_3 + H_2\,Ca\,Si_2\,O_6\,H_2\,O$$

zu veranschaulichen, welche aber nur zum Teil der Wirklichkeit Rechnung trägt.

Die Umwandlung des Wollastonits in Apophyllit ging langsam von statten. Dafür spricht die schön entwickelte Kristallgestalt und die Durchsichtigkeit wie des Haupt- so auch der Nebenprodukte der Zersetzung. Besondere Aufmerksamkeit lenken auf sich die sonst am Vesuv sehr seltenen Calcitrhomboeder, die entweder einzeln oder als Durchwachsungszwillinge auftreten. Seinerzeit verneinte Mierisch[4] die Existenz solcher Calcitzwillinge am Vesuv überhaupt, dennoch sind sie der Aufmerksamkeit vom Rath's, Scacchi's, Lacroix' und Zambonini's[5] nicht entgangen. Sie wurden namentlich als Zersetzungsprodukte von Anorthit, Mejonit und anderen Kalksilikaten angetroffen.

Der oben erwähnte spärliche Seladonit (d) ist endlich ein Umwandlungsprodukt des Augits. Der Seladonit tritt entweder als grüner Anflug auf dem Analcim (d) auf, oder setzt sich in dünnen Lagen zwischen den einzelnen Kristallen desselben ab.

Ebenso wie die hier zum erstenmal beschriebene Apophyllit-Analcimbombe gehören auch die ursprünglichen, unveränderten Analoga derselben — die Wollastonit-Leucitauswürflinge am Vesuv zu großen Seltenheiten. Ihre Existenz wurde überhaupt nur einmal von Mierisch[6] konstatiert. Es war ein faustgroßer Block, der aus vorwaltendem weißlichen Leucit, daneben aus Wollastonit und einzelnen eingestreuten Granat- und Augitkriställchen bestand. Nach Zambonini[7] handelt es sich hier wahrschein-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. (1861). p. 446.
[2] Ibid. (1875). p. 625.
[3] Ibid. (1875). p. 393.
[4] Tschermak's Min. Mitt. N. F. (1887). 8. p. 128.
[5] Mineralogia Vesuviana p. 88.
[6] Tschermak's Min. Mitt. N. F. (1887). 8. p. 153.
[7] Mineralogia Vesuviana p. 162.

lich um einen Grenzfall der von A. Lacroix[1] erwähnten leucitreichen Sanidinitaggregate des Monte Somma, welche oft wollastonit- und augithaltig sind. Tafelförmiger, vom Leucotephrit eingehüllter Wollastonit befindet sich nach Zambonini[2] auch in der Sammlung der vesuvischen Auswürflinge (1906) von Johnston Lavis.

Neue Erfahrungen über das Paläozoicum von Graz.

Von Dr. **Franz Heritsch** (Graz, Universität).

Durch eine vor mehreren Jahren veröffentlichte Studie über die Tektonik des Paläozoicums von Graz[3] wurde eine Diskussion angeregt[4], welche sowohl die stratigraphischen als auch die tektonischen Verhältnisse der Umgebung der Landeshauptstadt der Steiermark behandelte. Da nun in dieser Auseinandersetzung, die schließlich nur eine Fortsetzung früherer Ausführungen über diese Fragen ist[5], kein definitiver Abschluß erreicht werden konnte, so habe ich mich in den seither vergangenen Jahren mit der geologischen Kartierung des Paläozoicums von Graz beschäftigt; diese Arbeit ist derzeit vollendet und es sollen einige der neueren Ergebnisse derselben dargestellt werden. Es hat sich gezeigt, daß die alte stratigraphische Gliederung, die Clar aufgestellt hat, sich in jeder Beziehung bewährt.

1. Die altpaläozoische Schichtreihe[6] wird an manchen Stellen eingeleitet von dem sogenannten Grenzphyllit, einer Folge verschiedener halbkristalliner Schiefer; aber nicht überall leiten diese

---

[1] Les enclaves des roches volcaniques (1893). p. 300.

[2] Min. Ves. p. 162.

[3] F. Heritsch, Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 1905.

[4] M. Vacek, Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanst. in Wien. 1906. — F. Heritsch, Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. Ebenda 1906. — F. Heritsch, Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 1906.

[5] M. Vacek, Über die geologischen Verhältnisse des Grazer Beckens. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1891. — R. Hörnes, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 1891. — M. Vacek, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1892. — R. Hörnes, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1892.

[6] Siehe K. A. Penecke: Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. 1893.

Schiefer das Silur ein, sondern meist liegt der silurische Schöckelkalk, der im Gegensatz zum Grenzphyllit eine sehr weite Verbreitung hat, diskordant direkt den archäischen Gesteinen auf. Seit langem bildeten einige von Clar bei Radegund, am Südfuß des Schöckels gefundene Crinoidenstielglieder die einzigen Fossilien aus dem mächtigen Niveau des Schöckelkalkes. Prof. Penecke hat vor mehreren Jahren im Badelgraben bei Peggau einen zweiten Versteinerungsfund gemacht; in einem etwas schieferigen Kalk, der meist recht unrein ist, finden sich zahlreiche Crinoidenstielglieder, ferner schlecht erhaltene Striatoporen; nach Penecke's Untersuchung handelt es sich nicht um devonische, sondern um ältere Formen. — Die Masse des Schöckelkalkes setzt sich nicht einheitlich aus Kalk zusammen, sondern es sind von vielen Stellen Einlagerungen von Schiefern bekannt; das größte derartige Vorkommen ist beim Bau des Wasserstollens des Peggauer Elektrizitätswerkes durch den Schöckelkalk von Deutsch-Feistritz zu sehen gewesen; in diesem Tunnel konnte man sehr mächtige Einlagerungen von graphitischen Schiefern, Graphitschiefern und Kalkschiefern im Schöckelkalk beobachten.

2. Die Frage, ob der Schöckelkalk von dem sogenannten Semriacher Schiefer überlagert wird oder ob der letztere zur archäischen Quarzphyllitgruppe gehöre und unter dem Kalk liege, ist der Kernpunkt der Diskussion zwischen Hörnes und mir einerseits und M. Vacek andererseits gewesen. Abgesehen von dem vielfach diskutierten Profile des Linecks bei Maria Trost kann man sich an sehr vielen Stellen überzeugen, daß die Schiefer auf den Kalken liegen; ich habe bei den Kartierungsarbeiten an zahlreichen Stellen — ausnahmslos — diese stratigraphische Beziehung gefunden. Die wichtigsten Stellen für die Beurteilung der ganzen Sache liegen naturgemäß dort, wo die große Masse der Schöckelkalke des Schöckels, der Garracher Wände und des Wachthausberges an das nördlich von ihnen liegende weite Schieferbecken von Semriach—Passail anstoßen. Es ist aber auch klar, daß gerade hier durch den Unterschied zwischen den beiden Gesteinen die Verhältnisse etwas schwer zu beurteilen sind, da der hochaufragende Kalk die nördlich davon liegenden Schiefer vielfach mit Schutt überrollt und daher den Kontakt der Beobachtung entzogen hat. Am Nordhang des Schöckels sieht man aber doch an einer Stelle, wie der Schiefer sich auf den steil gegen Norden einfallenden Kalk hinauflegt; vom Schöckel löst sich ein langer Rücken los, der über den Windhofberg zum Angerwirt hinzieht; gleich östlich von dem Ansatz dieses Rückens findet man am Nordgehänge des Schöckels eine kleine Runse, in welcher man den Schöckelkalk und den darauf liegenden Semriacher Schiefer mit NNW-Fallen aufgeschlossen sieht, so daß man hier auf die Stelle der Überlagerung des Kalkes durch den Schiefer die Hand

legen kann. Diese Stelle beweist, daß man es am Nordabhang des Schöckels nicht mit dem Abbruch der Schichtköpfe zu tun hat, daß es dort keinen Grenzphyllit gibt, sondern daß ganz normal die Kalke unter den Schiefer einfallen.

Eine zweite wichtige Stelle liegt auf den Gehängen des Wachthausberges gerade über Arzberg in ca. 700 m Höhe; dort ist nicht nur der Kalk und der darüber liegende Schiefer in deutlichen Lagerungsverhältnissen aufgeschlossen, sondern auch der Übergang zwischen beiden ist Schritt für Schritt zu verfolgen; man beobachtet der Reihe nach über der Hauptmasse des Schöckelkalkes, der im Wachthausberg eine große, nach Norden schiefe Wölbung bildet, Phyllit, Kalk, Phyllit, Kalk usw., dann in höherem Niveau Kalke und Grünschiefer wechselnd; über dieser den Übergang vermittelnden Schichtreihe liegt die Hauptmasse der Semriacher Schiefer.

Auch der Schöckelkalk der Tanneben bei Peggau taucht überall unter die Semriacher Schiefer. Das Profil der Ruine Peggau (Kalk, oben Schiefer) hat bereits R. Hörnes beschrieben. Auch im Schnitt Tasche—Tanneben sieht man das Untertauchen der Kalke unter die Schiefer und auch hier ist die Stelle der unmittelbaren Überlagerung sehr gut entblößt; gleich nordwestlich vom Gehöft 815 bei der Tasche liegt die Stelle, wo man in großen Aufschlüssen die Kalke und darüber Phyllite, d. i. Semriacher Schiefer beobachtet. — Dieselben Lagerungsverhältnisse herrschen westlich vom Krienzer Kogel, beim Lurloch und an vielen anderen Stellen. Überall, wo über dem Schöckelkalk höhere Ablagerungen liegen, sind es Semriacher Schiefer. Es dürfte daher wohl klar sein, daß diese letzteren nicht zur „Quarzphyllitgruppe“ gehören, sondern als Hangendes des Schöckelkalkes in das Silur einzureihen sind. Der Übergang von Kalk in Schiefer wird immer, wenn gerade Aufschlüsse eine Beobachtung erlauben, durch eine Wechsellagerung von Kalk und Schiefer vermittelt.

Von größter Wichtigkeit für die in Rede stehende Frage ist es, daß an einigen Stellen (in tiefen Talfurchen) unter der großen Masse der Semriacher Schiefer des Passailer Beckens Schöckelkalke auftauchen. Im Wellingbachgraben erscheinen in der Talsohle drei kleine Vorkommnisse von Scköckelkalk, umgeben von Semriacher Schiefer, der die Gehänge des Tales zusammensetzt; diese drei wichtigen Aufragungen von Schöckelkalk stellen z. T. eine einfache Aufbuckelung, z. T. schiefgestellte isoklinale Aufpressungen des Kalkes unter den Schiefern vor. Dadurch ist der Beweis erbracht, daß unter den Semriacher Schiefern des Passailer Beckens der Kalk vorhanden ist.

3. Die Semriacher Schiefer stellen in den meisten Profilen ein sehr mächtiges Glied vor; an einigen Stellen ist ihre Mächtig-

keit sehr stark reduziert. R. Hörnes hat die Ansicht ausgesprochen, daß Schöckelkalk und Semriacher Schiefer sich z. T. faziell vertreten; das wird auch wahrscheinlich, wenn man die außerordentliche Mächtigkeit der Schiefer und die sehr bedeutende Entwicklung des Schöckelkalkes im Profil Tanneben—Krienzer Kogel betrachtet und daneben im unmittelbar benachbarten Profil Ruine Peggau—Tasche die enorme Entwicklung der Schiefer und die sehr bedeutende Mächtigkeitsabnahme der Kalke beobachtet. — Ich habe da noch zu erwähnen, daß zwischen dem Weizbach und der Raab in den südlichen Vorlagen des Stroß ein merkwürdiges Verhalten der Schiefer und Kalke zu beobachten ist. Von Birchbaum bis Leska haben die Kalke eine unbedeutende Mächtigkeit, im Streichen nimmt diese dann ganz auffallend zu. Über den Kalken liegt zwischen Birchbaum und Leska geringmächtiger Semriacher Schiefer und darüber in Wechsellagerung blauer kristallinischer Kalk vom Aussehen des Schöckelkalkes und Phyllite vom Typus der Semriacher Schiefer. Über dem Ganzen liegt dann eine geringmächtige Lage von grünem Semriacher Schiefer, der in dem übrigen Gebiet nur in den höchsten Teilen der Semriacher Schiefer auftritt, und darüber liegt erst in geringer Mächtigkeit die obersilurische Kalkschieferstufe und das Unterdevon. Es tritt da klar zutage, daß hier Schöckelkalk und Semriacher Schiefer z. T. vertreten werden durch eine abwechselnde Folge von Kalken und Schiefern. Im Extrem bedeutet das nichts anderes, als daß Kalk und Schiefer sich vertreten können.

Wie R. Hörnes bereits festgestellt hat, lassen die Semriacher Schiefer eine Gliederung in zwei Stufen erkennen; das untere Niveau wird zusammengesetzt aus Phylliten, im oberen herrschen Chloritschiefer; diese Gliederung ist aber nur im allgemeinen richtig, denn man findet auch in der unteren Abteilung grüne Schiefer und umgekehrt; es handelt sich eben nur um ein Vorherrschen des einen oder anderen Schiefers. In der oberen Abteilung finden sich geschieferte Diabase, häufig mit sehr hübschen uralitisierten Augiten; auch ganz massige Diabase kommen vor. Die Diabase finden sich als Decken und Gänge; eine in großem Maßstab entwickelte Decke von geschiefertem Diabas zieht vom Draxlerkogel bei Peggau über den Hiening. — Von Interesse ist das Auftreten von Kalk in den Semriacher Schiefern; das schönste Vorkommnis findet sich auf dem Westhang des Draxlerkogels; die Schichtfolge lautet (von unten nach oben): Chloritschiefer, Kalk und Kalkschiefer, Chloritschiefer und geschieferte Diabase.

4. Über die dem Obersilur angehörige Kalkschieferstufe ist wenig Neues zu berichten. Erwähnenswert sind die Verhältnisse in den Steinbrüchen zwischen Seiersberg und Straßgang, wo zwischen der

Kalkschieferstufe und der Dolomit-Sandsteinstufe ein langsamer Übergang stattfindet. Wesentlich anders sind die stratigraphischen Verhältnisse im oberen Stübinggraben und im Gebiete des Pleschkogels. Da kann man zwischen den Grenzphylliten von Groß-Stübing und den ins *Barrandei*-Niveau gehörigen Kalken und Kalkschiefern des Mühlbacher Kogels nichts anderes beobachten als Kalke, Kalkschiefer und Phyllite in oftmaliger unentwirrbarer Wiederholung. An einzelnen Stellen findet man wohl Andeutungen der durch die Fazies der Kalkschieferstufe (im weiteren Sinne!) vertretenen Schichten, so Kalke vom Aussehen der Schökelkalke über den Grenzphylliten südlich von Groß-Stübing, Chloritschiefer am Südgehänge des Plesch (Semriacher Schiefer); daß neben Schökelkalk und Semriacher Schiefer und natürlich neben der Kalkschieferstufe (im engeren Sinne!) auch noch die unterdevonische Dolomit-Sandsteinstufe in der Kalkschieferstufe (im weiteren Sinne) vertreten ist, zeigt die an mehreren Stellen zu beobachtende Verzahnung zwischen beiden (z. B. Mühlbacher Kogel). Auch der Korallenkalk des Plesch ist noch in der „Fazies der Kalkschieferstufe“ entwickelt, da Kalke und Kalkschiefer in Wechsellagerung dieses Niveau am Plesch und am Mühlbacher Kogel aufbauen.

5. Die früher Quarzit-Dolomitstufe genannte Schichtreihe des Paläozoicums von Graz nenne ich, da es sich nie um Quarzite, sondern immer um Sandsteine handelt, Dolomit-Saudsteinstufe. Von Penecke wurde ihr Alter als unteres Unterdevon bestimmt. Zahlreiche Profile ermöglichen eine genaue Darstellung der Schichtfolge; es kommen nicht nur Dolomite und Sandsteine, sondern lokal mit diesen wechsellagernd auch Kalke und Tonschiefer vor (besonders gegen den darüber folgenden Korallenkalk zu). Nicht überall herrscht in der Dolomit-Sandsteinstufe eine Wechsellagerung von Dolomit und Sandstein, sondern stellenweise tritt das eine oder das andere Glied als herrschend vor; meist sind es die Dolomite, die dann die Stufe fast allein zusammensetzen. In den höheren Teilen der Dolomit-Sandsteinstufe liegt, wieder von Dolomit und Sandstein überlagert, das Niveau der Diabastuffe, welches in der näheren Umgebung von Graz nur an einer Stelle (im Harizgraben bei Stübing) auch Diabas umschließt. Es hat die genaue Detailprofilierung einiger gut entblößter Querschnitte ergeben, daß es sich nicht nur um ein Niveau von Tuffen handelt, sondern daß mehrere Lagen von Tuffen, getrennt durch Dolomit und Sandstein, vorhanden sind; im Maximum konnten an einem Profil (Straßgang) sechs Tufflagen erkannt werden; meist kann man ein Hauptlager von bedeutender Mächtigkeit von den anderen trennen; es entspricht die ganze Folge einer Reihe von zeitlich getrennten Eruptionen.

6. Durch Übergänge ist mit der Dolomit-Sandsteinstufe der

unterdevonische Korallenkalk (mit *Heliolites Barrandei*), das höchste Glied der konkordanten altpaläozoischen Serie der näheren Umgebung von Graz, verbunden. Der Versuch, Korallenkalkbänke und Brachiopodenkalke zu trennen, hat ein negatives Ergebnis gezeitigt, da beide in allen Niveaus miteinander wechsellagern. Zu den schon früher bekannten Fundorten, welche eine reiche Korallenfauna geliefert haben [1], sind noch einige neue hinzugekommen; der wichtigste ist der Gipfel des Pleschkogels, wodurch zum ersten Male der Nachweis erbracht wurde, daß in diesem hauptsächlich aus der Kalkschieferstufe (im weiteren Sinne) aufgebauten Gebiete auch das Niveau des Korallenkalkes vorkommt. Bezüglich des Clymenienkalkes (Oberdevon), der an zwei Stellen diskordant auf älteren paläozoischen Schichten aufsitzt, konnten keine neuen Gesichtspunkte gewonnen werden.

7. Bezüglich der Tektonik des Paläozoicums kann ich mich darauf beschränken, auf jene Ausführungen hinzuweisen, welche den Anfang meiner Studien in der Umgebung von Graz darstellen. Flache Falten durchziehen das Paläozoicum; viel wichtiger aber sind die Brüche, welche wahrscheinlich nach Ablagerung der Kainacher Gosau und vor dem Miocän eingetreten sind. Einzelne Brüche, so der im Streichen liegende Göstinger Bruch und der quer verlaufende Leberbruch konnten durch die Kartierung weit verfolgt werden. — Aus der Lagerung des Jungtertiärs geht hervor, daß schon vor seiner Ablagerung unsere Gegenden ein Relief gehabt haben müssen, welches sich von dem heutigen in nicht allzu bedeutender Weise unterschieden haben kann; das tiefe Eingreifen der unter dem Grunderhorizont liegenden Süßwasserschichten (Kohlen von Voitsberg und Köflach, Süßwasserkalk von Rein) zwischen die paläozoischen Berge [2], ferner das weite Vordringen des sarmatischen Meeres zeigen eine weitgehende Ausgestaltung, die dem heutigen Relief ähnlich ist. — Bezüglich der Stellung des Grazer Paläozoicums im Deckenbau der Alpen ist auseinanderzusetzen, daß aus theoretischen Gründen zwischen die kristallinischen Gesteine des Rennfeldes, des Hochalpen—Kleinalpenzuges und das Paläozoicum von Graz ein anomaler Kontakt zu legen ist, daß aber bis heute der Beweis dafür noch nicht erbracht ist. Jedenfalls ist an einem direkten Zusammenhang zwischen dem Paläozoicum von Graz und den Grauwackendecken des Mürztales und der Umgebung von Bruck und Leoben vorläufig nicht zu denken.

Graz, im August 1911.

---

[1] Penecke, l. c.

[2] R. Hörnes. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903.

Schlusswort zu der Diskussion über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas.

Von **Carl Burckhardt.**

Auf die von mir in No. 15 dies. Centralbl. [1] veröffentlichte Notiz über die russisch-borealen Typen im amerikanischen Oberjura ist ebendaselbst aus der Feder Prof. V. Uhlig's eine Entgegnung publiziert worden [2]. Leider hat inzwischen unsere Wissenschaft durch den vorzeitigen Tod des um die Kenntnis der mesozoischen Faunen hochverdienten Forschers einen unersetzlichen Verlust erlitten. Trotzdem möge mir gestattet sein, ganz kurz auf die Einwände Prof. Uhlig's einzugehen.

1. ***Polyptychites*** sp. aus dem Valangien von Mazapil (vergl. Faune Jurass. de Mazapil, Bol. d. Inst. Geol. de Mexico. No. 23. Taf. 40 Fig. 6. p. 186) kann unmöglich zu *Spiticeras* gestellt werden, da die Rippen in gerader Linie über die Externseite verlaufen und daselbst gar nicht nach vorn gezogen sind.

2. Die **Craspediten** aus Mazapil sollen sich nach Uhlig besonders durch die gegen den Nabel hin schwach geneigte Lobenlinie von den russischen Arten unterscheiden. Bei einem Vergleich der Lobenlinie von *Craspedites mazapilensis* (Bol. 23. l. c. Taf. 17 fig. 2, 3) und *C. praecursor* (Ibid. Taf. 18 Fig. 2, 3) mit den Zeichnungen der Lobenlinie von *C. okensis* d'Orb. (s. Nikitin, Rybinsk, Mologa und Myschkin. Mém. Ac. St. Pétersbourg. 7. Serie. t. 28. No. 5. 1881. Taf. 7 Fig. 59) und *C. subditus* Trautsch. (vergl. d'Orbigny in Murchison, Verneuil et Keyserling, Géologie de la Russie. II, 3. 1845. Taf. 35 Fig. 6) sieht man jedoch sofort, daß die Lobenlinien der russischen Arten ebenfalls schwach geneigt sein können und zum mindesten oft nicht deutlich aufsteigen. Jedenfalls ist der Unterschied zwischen mexikanischen und russischen Formen in dieser Hinsicht minimal. Die übrigen von Uhlig angeführten Unterschiede sind teils ganz untergeordneter Natur, teils finden sie sich nicht durchgängig bei den russischen Formen. So sollen die russischen Arten feinere, am Externteil etwas vorgezogene Rippen aufweisen; hierzu vergleiche man: Pavlow und Lamplugh, Speeton, Bull. Soc. Nat. Moscou 1891. Taf. 13 Fig. 3, 4 und besonders d'Orbigny, l. c. Taf. 34 Fig. 14, 16. Auch die Querschnittsänderung findet sich nicht durchgängig bei den russischen Formen (vergl. *C. subditus*) und wird auch von Pavlow in der Gattungsdiagnose von *Craspedites* (Speeton, l. c. p. 474) nicht erwähnt. Die Gattung *Pictonia*, die Uhlig als vielleicht den mexikanischen Formen nahestehend erwähnt, entfernt sich durch stark

[1] C. Burckhardt, Bemerkungen über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas. Dies. Centralbl. 1911. No. 15. p. 477—83.

[2] V. Uhlig, Über die sogen. borealen Typen des südandinen Reiches. Ibid. p. 483—490.

hängenden Nahtlobus jedenfalls viel mehr von unseren Craspediten als die russischen *Craspedites*-Arten (vergl. Tornquist, Die degenerierten Perisphinctiden des Kimmeridge von Le Hâvre. Abh. schweiz. pal. Ges. **23**. 1896).

3. Bei ***Virgatites*** konstruiert Uhlig einen Gegensatz zwischen amerikanischen und russischen Formen, indem er annimmt, daß die Skulptur bei ersteren mit dem Alter komplizierter wird, bei letzteren dagegen sich vereinfacht (Altersstadium mit zweispaltigen Rippen). Indessen ist diese Vereinfachung der Skulptur im Alter an mehreren amerikanischen Virgaten ebenfalls klar zu sehen (vergl. besonders *Virgatites mendozanus* nob., beschrieben als *V. scythicus* in Palaeontographica 50, Taf. 7 Fig. 1 und 2), und Uhlig selbst hat dies in seiner Abhandlung über die Fauna der Spitischiefer [1] auch zugegeben, indem er dort (p. 71 [601], Fußnote 4) wörtlich schrieb: „Die einzige Form, deren Zugehörigkeit Zweifel erwecken kann, ist Burckhardt's *V. scythicus*. Dreispaltigen Rippen (sollte heißen: und zweispaltigen Rippen!) auf dem Vorderteil des Gehäuses gehen vierspaltige Rippen voraus; es findet also ähnlich wie bei echten Virgatiten eine Reduktion der Rippenspaltung am vorderen Schalenteile statt.“ Eine Reduktion der Rippenspaltung im Alter beobachtet man auch sehr schön an *Virgatites* sp. von Symon (vergl. dies. Centralbl. 1910. No. 19. p. 631), wo der vorletzte Umgang virgatotome dreispaltige, der letzte Umgang hingegen nur zweispaltige Rippen aufweist.

In der Fortsetzung seiner Mitteilung (dies. Centralbl. 1911. No. 16. p. 517—522) hat alsdann Prof. Uhlig weitere Merkmale angeführt, durch die sich die amerikanischen Virgaten von den russischen unterscheiden sollen. Wenn dabei nicht nur einzelne Formen, sondern die Gesamtheit der russischen Virgaten aus der Gruppe des *V. scythicus* zum Vergleich herangezogen worden wäre, würden die angeblichen Gegensätze sich zum größten Teile als nicht haltbar erwiesen haben. Wenn z. B. nach Uhlig das vierte Skulpturstadium des *V. scythicus* Vischn. sich von dem entsprechenden Stadium des *V. mendozanus* nob. dadurch unterscheiden soll, daß hier „nur biplikate Rippen neben langen Einzelrippen ohne Spur von Schaltrippen“ auftreten, während anderseits *V. mendozanus* zahlreiche Schaltrippen aufweist, so muß dagegen geltend gemacht werden, daß auch bei verschiedenen russischen Formen im vierten Stadium zwischen den zweispaltigen Rippen Schaltrippen auftreten (s. Michalski, Amm. d. unt. Wolgastufe, Taf. 5 Fig. 7 und besonders Taf. 8 Fig. 1). Anderseits zeigt der noch nicht abgebildete *Virgatites* sp. aus Symon im vierten Stadium lauter zweispaltige Rippen ohne Spur von Schaltrippen.

[1] V. Uhlig, Die Fauna der Spitischiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. Denkschr. d. Mat.-nat. Klasse d. K. Akad. d. Wiss. Wien. **85**. 1910.

Bereits früher (dies. Centralb. No. 15. p. 482, Fußnote) habe ich darauf hingewiesen, daß die Zahl der Zweige der virgatotomen Bündel des dritten Stadiums auch bei den russischen Arten von Form zu Form schwankt, und daß R. Douvillé's Annahme, das Stadium vielästiger Bündel fehle bei den andinen Virgaten, zum mindesten nicht durchwegs zutrifft.

Ferner sind nach Uhlig die Rippen bei den russischen Virgaten auf der Externseite nach vorn gezogen, bei den amerikanischen aber nicht; hierzu vergleiche man *V. Tschernyschovi* (Michalski, l. c. Taf. 8 Fig. 3 b und 3 f), bei welchem die Rippen in fast gerader Linie über die Externseite verlaufen. Anderseits aber sind die Rippen mehrerer andiner Formen auf dem Externteil leicht vorgebogen.

Daß die Schwankungen des Querschnittes mit dem Alter bei den Vertretern ein und derselben Gruppe bald ausgeprägt, bald sehr gering sein können, zeigen uns z. B. klar die russischen Craspediten. Wer möchte wohl *Craspedites subditus* von *Cr. okensis* generisch trennen? Und doch zeigt der letztere ganz bedeutende Änderungen des Querschnittes, während umgekehrt bei ersterem „der Querschnitt mit dem Alter fast nicht wechselt", wie dies Nikitin (Rybinsk, l. c. p. 84, 85, 88) nachdrücklich hervorgehoben hat.

Was endlich die Lobenlinie betrifft, so sollen sich nach Uhlig die russischen Formen vor den amerikanischen besonders dadurch auszeichnen, daß der zweite Lateralsattel höher ist als der erste, und daß außerdem der Nahtlobus schwächer ausgebildet ist. Bei der großen Mehrzahl der russischen Virgaten aus der *Scythicus*-Gruppe, und ganz besonders bei *V. scythicus* Vischn. selbst, finden sich diese Merkmale aber keineswegs, und ein Vergleich z. B. der Lobenlinie von *V. mendozanus* nob. (Beitr. etc. Palaeontographica. **50**. Taf. 7 Fig. 7) und *V. mexicanus* nob. (Mazapil, Boletin. **23**. Taf. 31 Fig. 5) einerseits mit derjenigen von *V. scythicus* Vischn. und *V. Quenstedti* Rouil. (Michalski, l. c. Taf. 7 Fig. 4, 6, Taf. 9 Fig. 8) anderseits, zeigt einen durchaus ähnlichen Lobenbau, der charakterisiert ist durch die schwach gezackten Loben und Sättel, durch den etwas vorragenden ersten Lateralsattel und durch den bald ganz schwach, bald etwas stärker ausgebildeten Nahtlobus. Prof. Uhlig hat sich auch geirrt, wenn er Pavlow sagen läßt, der zweite Lateralsattel sei bei *Virgatites* höher als der erste. In seiner Definition von *Virgatites* (Pavlow et Lamplugh, Speeton. p. 471) sagt dieser Forscher wörtlich: „Le sommet de la première selle latérale devance celui de la selle externe, et est subdivisé par un lobule accessoire en deux branches, dont l'intérieure est plus développée; les autres selles et les lobes qui les accompagnent s'abaissent un peu vers l'ombilic pour former un lobe sutural large et peu profond."

Mexiko, 29. August 1911.

Erklärung und tatsächliche Berichtigung.

Von Dr. phil. **A. Weiss.**

Herr Prof. Dr. E. Wüst in Kiel hat im 3.—5. Heft des 82. Bandes (1910) der Zeitschrift für Naturwissenschaften, Organ des Naturwissenschaftlichen Vereins für Sachsen und Thüringen zu Halle a. S., das auf dem grünen Umschlage als Termin der Fertigstellung März 1911 trägt und in die Hände der Vereinsmitglieder im Juni gelangte, auf Seite 162 gesagt, daß ich über vertikale Verbreitung der Fossilien im Travertinlager von Weimar—Taubach—Ehringsdorf noch nichts veröffentlicht hätte. Demgegenüber stelle ich hierdurch fest, daß bereits am 8. August vorigen Jahres (1910) von mir eine Abhandlung, betitelt: „Das Pleistocän der Umgegend von Weimar. Nach den bisherigen Forschungen kritisch behandelt von Dr. phil. Artur Weiss, Physiker am Technikum Hildburghausen. Hildburghausen. Druck und Kommissionsverlag von F. W. Gadow & Sohn, Herzogl. Hofbuchdruckerei." im Buchhandel erschien. In dieser Abhandlung ist ungefähr dasselbe angegeben, was jetzt Herr Prof. Dr. E. Wüst als seine Ergebnisse dem Publikum mitteilt. Alles, was ich in obenerwähnter Abhandlung über die Wüst'schen Publikationen damals sagte, ist vollständig bestätigt durch die jetzige Wüst'sche Schrift, so besonders das auf Seite 55 Angeführte (siehe Weiss: Pleistocän, und die Abhandlungen, die von mir seit 1895 an erschienen). Ich sehe mich deshalb in keinerlei Weise veranlaßt, etwas von dem, was ich im vorigen Jahre über die Methode der Wüst-Hahne'schen Forschungen ausführte, zurückzunehmen oder etwa zu mildern. Grund dieser tatsächlichen Mitteilung ist die Wahrung meiner Priorität auf dem Gebiete der Erforschung der Weimaraner Travertinlager gegenüber dem Herrn Prof. Dr. E. Wüst.

Ueber das Auftreten der Gattung *Halysites* im tiefen Devon am Bosporus.

Von **F. Herrmann** in Marburg.

Durch die eifrige Sammeltätigkeit, die Herr Prof. W. Endriss während eines mehrjährigen Aufenthaltes in Konstantinopel in den paläozoischen und triadischen Schichten der Bithynischen Halbinsel entfaltet hat, ist eine Fülle von neuem paläontologischen Material in die deutschen Sammlungen gelangt, besonders auch Devon vom Bosporus in das Marburger Museum. Einige seiner Erfahrungen über das betreffende Gebiet hat Endriss in einer Studie „Quer durch die Bithynische Halbinsel"[1] niedergelegt. Leider ist in

[1] Petermann's geographische Mitteilungen. Jahrg. 1910. 2. Heft 4.

dieser Arbeit eine briefliche Mitteilung von Herrn Geh. Reg.-Rat KAYSER an ENDRISS über das Auftreten der Kettenkoralle *Halysites (Catenipora)* im Paläozoicum bei Kartal infolge eines Mißverständnisses so gedeutet worden, als ob damit der paläontologische Nachweis für das Auftreten silurischer Schichten erbracht worden sei. ENDRISS sagt (l. c. p. 238) darüber: „In Kalken, die zwischen Mal-Tepe, Kartal und Yakadjik und außerdem nördlich von Pendik eine weite Verbreitung haben, fand ich indessen unter einer Menge anderer Korallen die bisher nur aus dem Silur bekannte Form *Halysites*, vor ganz kurzer Zeit auch aus dem Devon bekannt geworden, so daß die Kalke jedenfalls dem Obersilur zuzurechnen sind, wie mir Prof. Dr. KAYSER aus Marburg freundlichst mitteilte."

Dem gegenüber ist zu betonen, daß der Gattung *Halysites* die Bedeutung einer absolut sicheren Leitversteinerung für das Obersilur nicht mehr im vollen Maße zugesprochen werden kann, nachdem J. M. CLARKE[1] aus nordamerikanischen Kalken, den sogenannten Dalhousieschichten gleichfalls diese Koralle beschrieben hat. Die Fauna der Dalhousieschichten ist vorwiegend eine Helderbergfauna mit einigen silurischen Nachzüglern, zeigt aber anderseits in ihren Zweischalern sogar Verwandtschaft mit dem jüngeren Unterdevon, so daß sie nach CLARKE zum Unterdevon gezogen werden muß.

Dazu kommt, daß am Bosporus *Halysites* in Gemeinschaft mit zahlreichen anderen Korallen auftritt, die überwiegend devonischen Charakter tragen. Zwar findet sich, wie ich nach der petrographischen Übereinstimmung des Materials feststellen konnte, auch eine *Heliolites*-Art bei Kartal, die mir identisch mit der vorwiegend obersilurischen bekannten *Heliolites interstincta* LINNÉ zu sein scheint, aber diese Art ist nach den Angaben TSCHERNYSCHEW's[2] auch in den tieferen Horizonten des Devon (Nehou, Viré und Erbray, sowie im Unterdevon am Ostabhang des Ural) verbreitet. Auch das Auftreten von Favositiden hat keine stratigraphische Bedeutung.

Um so wichtiger erscheint daher für die Entscheidung der Frage nach der stratigraphischen Stellung dieser Korallenkalke das Auftreten einer großen gerippten *Pentamerus*-Art, von der mehrere relativ gut erhaltene Exemplare in die Marburger Sammlung gelangt sind.

Ich trage kein Bedenken, diesen türkischen *Pentamerus*, der übrigens, abgesehen von *Atrypa reticularis*, das einzige Brachiopod ist, das uns bis jetzt aus diesen Korallenkalken vorliegt, mit dem *Pentamerus pseudoknighti* TSCHERN. zu identifizieren. Gleich diesem und dem sehr ähnlichen *P. vogulicus* VERN. unterscheidet er sich

---

[1] Early devonic history etc. New York State Museum. Mémoir. **9**. Part 2. p. 9, 15, 50.

[2] Unterdevon am Ostabhang des Ural. Mém. Com. géol. **4**, 3. 1893 p. 197.

von dem echten *P. Knighti* durch seine schmale, mehr in die Länge gezogene Form, von *P. vogulicus* außerdem noch durch die geringere Größe und die feinere, etwas unregelmäßige Berippung. Die Abweichungen, die *P. pseudoknighti* im Bau des Medianseptums von den beiden andern in Rede stehenden Pentameren zeigt, konnte ich bei dem geringen zur Verfügung stehenden Material nicht untersuchen. Es ist dies aber für die hier behandelte Frage von untergeordneter Bedeutung, da der *Pentamerus* vom Bosporus schon wegen seiner äußeren Gestalt sicher nicht mit *P. Knighti* identisch ist, und *P. vogulicus*, der sonst noch in Frage kommen würde, ebenso wie *P. pseudoknighti* dem Unterdevon angehört. Das Resultat ist also, daß am Bosporus ein jedenfalls unterdevonischer *Pentamerus* zusammen mit *Halysites, Heliolites, Favosites* und anderen Korallen auftritt.

Vergleichen wir damit die Faunen vom Ostabhang des Ural, so finden wir dieselbe Vergesellschaftung z. B. in den Kalken von Bogosslowsk, aus denen Tschernyschew[1] unter anderem angibt:

Pentamerus vogulicus Vern.
P. pseudoknighti Tschern.
Favosites polymorpha Goldf.

Ferner in den Kalken vom Flusse Tura beim Bergwerk Jolkina unter anderem:

Pentamerus vogulicus Vern.
P. pseudoknighti Tschern.
Favosites gotlandica Linn.
Heliolites interstincta Linn.

Diese Zusammenstellung zeigt erstens, daß die beiden fraglichen Pentameren wiederholt zusammen auftreten, und zweitens, daß die mit ihnen vorkommenden Favositiden keinen großen stratigraphischen Wert besitzen, da einmal die vorwiegend mitteldevonische *Favosites polymorpha* Goldf. und das andere Mal die vorwiegend obersilurische *F. gotlandica* Linn. mit ihnen zusammen auftritt. Auch Tschernyschew hat auf dergleichen Abweichungen in der Zusammensetzung der Fauna der osturalischen Unterdevonkalke keinen Wert gelegt, sondern diese Kalke sämtlich e i n e m Horizont, etwa dem unteren Unterdevon gleichgestellt.

Somit zeigen die Faunen von Bogosslowsk usw., daß wir die Kalke vom Bosporus mit *Pentamerus pseudoknighti, Favosites, Heliolites* und *Halysites* gleichfalls etwa an die Basis des Unterdevon zu stellen haben werden, wodurch gleichzeitig eine vortreffliche Analogie mit den oben erwähnten *Halysites*-führenden Helderbergkalken hervortritt. Die *Halysites* und *Pentamerus* führenden Kalke

[1] l. c. p. 154 ff.

vom Bosporus liegen demnach unter dem typischen Unterdevon, wie es seit langer Zeit durch DE VERNEUIL und andere bekanntgemacht worden ist und würden auf der großen Übersichtstabelle in der Lethaea von FRECH[1] für das Devon im Ural, Sibirien und Klein-Asien als eine Art von hercynischem Devon in die Lücke unter den Schichten von Tschubuklu und Kelender zu stellen sein.

Daß an der Grenze von Silur und Devon eine ganz allmähliche Ersetzung der Silurfauna durch (hercynische) Unterdevonfaunen stattfindet, ist eine weit verbreitete Erscheinung, die besonders gut im Dnjestrgebiet zum Ausdruck kommt[2]. Dieses Gebiet vermittelt durch seine geographische Lage zwischen den silurisch-devonischen Ablagerungen Böhmens und der Alpen einerseits und des Bosporus anderseits, wenn auch hier die Entwicklung von typischem böhmischen Unterdevon nicht zustande kommt, sondern dafür Old red-Bildungen eintreten.

Das Auftreten von Wasserdampf bei vulkanischen Eruptionen.

Von Prof. Dr. **J. Schwertschlager** in Eichstätt.

Von jeher hat man in den Kreisen des Volkes wie der gelehrten Naturforschung die vulkanischen Ausbrüche mit dem Auftreten von gewaltigen Mengen Wasserdampf in Beziehung gebracht, zum Teil sogar in kausale Beziehung. Bei jeder Schilderung solcher Ausbrüche spielen die Dampfpinien und die vulkanischen Gewitter mit ihren Regengüssen eine wesentliche Rolle. Und klingt die Tätigkeit eines Vulkanes in den Jahrhunderten aus, so geben noch lange die Fumarolen, Wasserdampfquellen, Zeugnis von seiner Existenz. Alle Lehrbücher der Geologie, ja alle Lesebücher der Volksschule vertreten diese Anschauung und es heißt sozusagen Eulen nach Athen tragen, sie noch weiter beweisen zu wollen. Allein A. BRUN[3] überraschte 1906 die Welt durch die Behauptung, man habe sich, was diesen Punkt anlangt, geirrt, der Wasserdampf übernehme auch bei der Tätigkeit der Stratovulkane keine nennenswerte Rolle; man habe andere Gase, besonders Chloride, dafür angesehen. Allmählich macht die Ansicht BRUN's Schule, wird von hervorragenden Geologen[4] verteidigt und dringt auch in weitere Kreise. Besonders lebhaft trat mir dies vor Augen, als ich eine zu-

---

[1] Lethaea palaeozoica. p. 200.

[2] E. KAYSER, Formationskunde. IV. Aufl. 1911. p. 102.

[3] A. BRUN: Recherches sur le volcanisme. Arch. sc. phys. et nat. Genève 1905—6.

[4] Z. B. J. WALTHER: Geschichte der Erde und des Lebens (Leipzig 1908) p. 125 f.: „Dabei ergab sich das überraschende Resultat, daß in den magmatischen Dämpfen Wasserdampf überhaupt nicht existiert."

fällige Bemerkung von W. Kranz las: „Wasserdampf fehlt aber dabei“ (bei den Eruptionen) „vielleicht fast vollständig. Die Regengüsse bei großen Ausbrüchen können sich erst in der Atmosphäre kondensiert haben.“[1] In der Naturwissenschaft entscheiden richtig beobachtete Tatsachen, nicht herkömmliche, aber auch nicht wegen ihrer Neuheit bestrickende Meinungen. Da ich glaube, solche Tatsachen beobachtet zu haben, sei es mir gestattet, dieselben hier mitzuteilen.

Auf der Rückkehr von einer nordafrikanischen Reise im Jahre 1905 bestieg ich zuerst — von Catania aus — den Ätna, dann den Stromboli und endlich den Vesuv. Der Ätna (3274 m Meereshöhe) befand sich damals, August 1905, im Zustand der Ruhe. Als unsere Expedition nach einer fast schlaflos verbrachten Nacht von der Casa inglese (2942 m) aus um 3 Uhr den Aschenkegel hinanstieg, herrschte noch Dunkelheit; denn das Wetter war trübe, da nächtliche Gewitter sich entladen hatten. An zahlreichen Punkten unseres Weges dem steilen Aschenkegel entlang strömten Gase aus. Teils handelte es sich um Fumarolen mit Wasserdampf, teils um Solfataren mit Schwefelwasserstoff und Schwefeldioxyd, teils auch um Chlorwasserstoffquellen. Keinerlei Beeinflussung des Geruchsinnes durch andere Eindrücke fand statt, und es ist mir noch in lebhaftester Erinnerung, wie auffällig mir der Wechsel in den Geruchsqualitäten war, und wie gut ich dieselben voneinander unterschied. Natürlich gehört zur Richtigkeit einer solchen Beurteilung auch eine hinlängliche chemische Bildung und Praxis. Schon weit oben am Aschenkegel leuchtete uns, wie wir zuerst glaubten, ein Schneefeld entgegen; es war aber nur ein Anflug von Chlornatrium, der die Tuffwände überzog. Um $4\frac{1}{4}$ Uhr saß ich auf dem Gipfel des Kraterrandes und blickte in den bereits aus dem Dämmerlicht auftauchenden Schlund hinab, wo ein dunkelroter Fleck flüssiges Magma verriet. Es war aber so kalt, und die Sonne ließ so lange auf sich warten, daß ich es vorzog, die natürliche Wasserdampfheizung zu benützen, und mich auf eine Stelle des Kraterrandes setzte, der eine Fumarole entquoll. Erst nach geraumer Zeit war die Sonne so gefällig zu erscheinen und uns den berühmten, anscheinend halb Sizilien überdeckenden Schatten des Riesenvulkans zu zeigen. — Wozu ich das alles an dieser Stelle erzähle? Um begreiflich zu machen, daß ein mit gesunden Sinnen begabter und mit den chemisch-physiologischen Eigenschaften der Stoffe, zunächst der Gase, vertrauter Beobachter auch ohne Instrumente und Gasanalyse das Vorhandensein von Wasserdampf konstatieren und ihn von anderen, besonders ätzenden, Gasen und Dämpfen unterscheiden kann.

---

[1] „Über Vulkanismus und Tektonik.“ N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. 1911. p. 732.

Ein für den Beobachter, nicht für den Bewohner der Insel, besonders günstiges Geschick führte mich Dienstag, 22. August 1905, auf den Stromboli (921 m). Günstig für den Beobachter war dieser Termin, weil der Stromboli gerade damals anfing, aus der gewöhnlichen gleichförmigen Tätigkeit des „strombolianischen“ Typus zum Paroxysmus überzugehen. Schon floß ein am untern Ende gegabelter Lavastrom über den steilen Westabhang herab — bei Nacht von der See aus ein herrliches Schauspiel — und ließ glühende Lavablöcke direkt ins Meer kollern, wo jede Einbruchstelle bei Tag durch eine Säule siedenden Wassers und Dampfes dem Auge gekennzeichnet wurde. Genau acht Tage nach meinem Besuch, am nächsten Dienstag den 29. August, erfolgte jener wütende Ausbruch des Feuerberges, der die ganze Insel, auch auf der für geschützt gehaltenen Ostseite, verwüstete und alle Kulturen zerstörte. Weitere acht Tage später setzte das kalabrische Erdbeben vom 8. September 1905 ein, welches besonders auf der Linie Pizzo-Monteleone seine verheerende Tätigkeit entfaltete.

Dienstag, den 22. August also, um 6 Uhr morgens, sprangen wir von den Landungsbooten auf das schwarze Lapilliufer der Ostseite von Stromboli beim Fischerdorfe San Vincenzo, und bereits um 7 Uhr trat ich in größerer Gesellschaft und unter Führung zweier Einheimischer den Aufstieg zum Vulkane an. Auf dieser Seite sah und hörte man zunächst gar nichts Auffallendes. Der Marsch ging anfangs durch Weingärten, später durch eine schmale Zone mit Weiden und sonstigem Gesträuch, endlich zwei Stunden lang (der Aufstieg erfordert gewöhnlich $3\frac{1}{2}$ Stunden) über steil geböschte Aschen- und Lapillifelder. Schwarze Felsriffe, die ausgewitterten Reste von Lavagängen, sahen von oben herab. Erst als wir dem Kamm, eigentlich dem Ostrand des alten Kraters, näher rückten, wurden von Zeit zu Zeit Detonationen hörbar. Der Aussichtspunkt, dem wir zustrebten, war damals ein Ausschnitt des alten Kraterrandes zu Häupten des tiefer gelegenen neuen Kraters. Die Situation verhält sich hier ja ähnlich wie beim Vesuv: zuerst existierte auf dem Gipfel des Inselvulkans ein weiter Krater ähnlich der Somma. Die Ausbruchsstelle verlegte sich später mehr gegen Westen und die See zu, aber auch unter Bildung eines calderaähnlichen Abbruches tiefer am westlichen Hange gegen das Meer hinab. Da entstunden mehrere Bocche. Weil aber der neue, tiefer gelegene Krater auf der Seeseite keine eigentliche Begrenzungswand besitzt, rollen die meisten Produkte der vulkanischen Tätigkeit über eine schwarze steile Halde, die Sciarra, direkt ins Meer hinunter. — Gegen 10 Uhr nun langten wir an der Beobachtungsstelle an; im Rücken hatten wir den inneren Abhang des Urkraters, die Spitze desselben vielleicht noch 50 m über uns; vor uns lag der obere Rand des neuen Kraters, auf dessen Boden noch tief unter unserem Standort die Bocche

tätig waren. Leider konnten wir nicht unmittelbar an diesen Rand herantreten, um hinabzuschauen. Dafür war damals, wie wir gleich erfahren werden, die Heftigkeit der vulkanischen Äußerungen zu groß.

Vor uns, mehr links im neuen Krater, hören wir beständig ein Geprassel und Rollen wie das eines Kleingewehrfeuers. Fast kommt es mir vor wie das nicht zu beschwichtigende Knurren eines bösen Hundes. Und unaufhörlich fliegen schwarze Steine aus einer südlicher gelegenen Bocca mindestens 300 m in die Höhe. Sie glühen, was aber nur bei sehr großen am Tageslicht gesehen werden kann. Da auf einmal ein furchtbares Krachen und Donnern, das sekundenlange anhält und die meisten Zuschauer vor Schrecken zu Boden schmettert! Eine mächtige, anfänglich von der mitgerissenen Asche und den Lapilli dunkel gefärbte Explosionswolke schießt aus einer rechts gelegenen Öffnung in die Luft, wohl mehrere Kilometer hoch. Lavablöcke jeden Kalibers führt sie mit sich, die erst allmählich aus der großen von ihnen erreichten Höhe zurück auf die Erde fallen. Während vorhin, bei der kleineren, beständigen Tätigkeit, die Steine alle in den Krater zurückgefallen sind, besäen die jetzt ausgeworfenen Schlacken die Böschung bis gegen unseren Standpunkt heran[1]. Mittlerweile hat sich die Explosionswolke bis zu uns hin ausgedehnt und umhüllt mit dickem Nebel die ganze Gesellschaft. Aber keine Spur von ätzenden Gasen, von scharfem Geruch nach Chloriden oder Sulfiden, von einer Bestäubung der Kleider durch Salze ist bemerkbar. Es handelt sich offenbar lediglich um Wasserdampf, dessen allenfallsige sonstige Beimengungen im Verhältnis nur minimal sein können. Nach kurzer Zeit hat sich die Wolke aufgelöst, und wir sehen wieder klar.

Ich habe auf dem Stromboli damals vier solche große Explosionen erlebt. Sie wiederholten sich im Mittel etwa alle 10 Minuten, aber in unregelmäßigen Zwischenräumen. So überraschte uns eine solche schon zwei Minuten nach einer vorausgegangenen. Man hätte sonst schnell an den Kraterrand laufen und hinabsehen können. Immer jedoch war es das gleiche Schauspiel, und immer umhüllte uns die chemisch inerte Wolke, so daß wenigstens für diesen Fall die Natur der Explosionswolke als Wasserdampf unbestreitbar konstatiert zu werden vermochte. — Als ich am Nachmittag des 22. August den Aussichtspunkt auf der schroffen Westseite des Stromboli oberhalb des Observatorio del mar besuchte, von dem der Lavastrom und das Hinabkollern der Lavablöcke ins Meer

---

[1] Ich habe später einen handgroßen Auswürfling vom Boden auf- und mitgenommen. Er war ganz leicht und porös wie der lockerste Bimsstein, aber von fester Konsistenz und schwarzer Farbe (basaltisch).

beobachtet werden konnte, hörte man zwar nicht das andauernde Geprassel der gewöhnlichen Tätigkeit, aber den Donner der intermittierenden Explosionen. Während nachts unser Schiff die Westseite der Insel passierte, zeigte sich die Explosionswolke durch die Menge glühender Steine, die sie mit sich führte, dunkelrot angehaucht. Das war „die Leuchte des Tyrrhenischen Meeres".

Zuletzt, Samstag den 26. August 1905, stand ich am Krater des Vesuv (damals 1301 m). Ich hatte ihn auf die bequemste Weise erreicht, durch die elektrische und die Drahtseilbahn, wobei nur die letzten 100 m zu Fuß gemacht werden mußten. Merkwürdig war damals der Anblick des Kraterrandes, denn er war, hauptsächlich durch Eisenchloridemanation, streckenweise ganz in rotgelbe Tinten getaucht. Auch beim Vesuv traf ich die Zeit für vulkanologische Beobachtungen günstig. Ohne daß es sich noch um eine eigentliche Eruption handelte, die es verwehrt hätte, dem Kraterrande nahezutreten, lehrte schon von Neapel aus der nachts rotglühende Fleck links am Aschenkegel, daß eine Lavaquelle sich eröffnet, und unter Tag eine wenn auch kleine „Pinie", daß die Dampfausströmung das Fumarolenstadium überschritten hatte. Wer hinreichend Mut und Interesse besaß, konnte am 26. August 1905 trotz der Abmahnungen der sogen. Führer dicht an den Kraterschlund herantreten und hinabschauen. Der Krater war damals oben von elliptischem Querschnitt mit einer beträchtlich längeren Achse. Seine Wände fielen steil gegen den Grund ab, wo man deutlich eine Bocca mit niedriger Umwallung gewahrte. Sie enthielt selbst am Tageslicht rot glänzendes flüssiges Magma. Während ich so hintrete und hinabschaue, fährt da unten aus dem Lavabecken plötzlich mit mächtigem Dröhnen ein Dampfballen heraus, vergrößert sich schnell wirbelnd im Aufsteigen und umhüllt uns bereits. Glühende Lapilli in Menge fliegen mit. Wir stehen so nahe, daß die Joppe eines Reisegefährten zwei von Lapilli herrührende Brandlöcher aufweist. Trotzdem, so lange uns die Dampfwolke einhüllt, keine Belästigung durch chemisch und physiologisch wirksame Gase. Es war wirklich ein Wasserdampfballen, der unten aus dem Magma ausfuhr. Unten vom Widerschein der Lava angerötet, war oben an der Wolke nichts Auffälliges bemerkbar als die mitgeführten Steine und die Wirbelbewegung, die sich immer mehr erweiterte, aber auch verflachte. Nach einer Pause von ein paar Minuten erfolgte wieder ein Donnerschlag wie ein gewaltiges Husten des alten Vulkanriesen, und derselbe Vorgang wie das erstemal spielte sich ab. Die von der Umgegend des Berges aus sichtbare Pinie entweicht also nicht kontinuierlich, sondern setzt sich, ganz so wie es in den geologischen Lehrbüchern geschildert wird, aus den einzelnen Dampfballen jeder einzelnen Explosion zusammen. Würde die Eruption heftiger sein, so würden die Dampfballen

schneller aufeinander folgen, höher in die Atmosphäre steigen, natürlich auch mit größerer Masse auftreten und so den Anblick eines Baumes mit schirmförmiger Krone und hohem Stamm gewähren. Umgekehrt: erfolgen die Explosionen in langsamerem Tempo und aus einem nicht allseitig abgegrenzten Krater, wie es beim Stromboli der Fall ist, so entsteht auch nicht die Exhalationsform einer Pinie. Offenbar gibt es zwischen dem einfachen Dampfwölkchen, das vorübergehend über dem ruhenden Vulkan schwebt, und der mächtigsten Pinie alle denkbaren Abstufungen je nach Menge, Spannung und Explosionsrhythmus des magmatischen Dampfes.

Trotzdem Augenschein und Geruchsinn überzeugend dartun, daß die weißen Dampfballen aus Wasser bestehen, entweichen auch andere Gase, besonders Schwefeldioxyd, Schwefelwasserstoff und Chloride aus dem Vulkanschlunde. Das ergibt sich aus dem Beschlag des Kraterinnern und des Kraterrandes, sowie aus dem beißenden Geruche, der uns — gerade in den Pausen der Explosionen — zwingt, zurückzutreten, wenn eine leichte Änderung in der vorher günstigen Windrichtung eintritt. Ich erkläre mir die Sache so: die fraglichen ätzenden Gase werden beständig aus dem Magma entbunden und steigen im Krater in die Höhe, um teilweise zur Atmosphäre zu diffundieren, teilweise durch Umsetzung und Abkühlung den Beschlag der Kraterwände zu bilden. Fährt nun eine größere Dampfwolke aus, so werden sie derart verdünnt und wohl auch vom Wasser absorbiert, daß sie ohne physiologische Wirkung bleiben. Augenblicklich machen sie sich aber geltend, wenn eine Pause in der Dampfentwicklung eintritt. Ich leugne also nicht — und niemand kann leugnen — die Imprägnation des Magmas mit solchen beißenden und chemisch wirksamen Gasen jeder Art, mögen sie nun als Elemente oder als Verbindungen dem Krater entströmen. Nach meinen, wenn auch kurzen und nicht mit allem Rüstzeug der beobachtenden Wissenschaft gemachten Erfahrungen darf jedoch ebensowenig und noch viel weniger in Abrede gestellt werden, daß die weißen Dämpfe, welche die vulkanische Tätigkeit begleiten, vorwiegend aus Wasser bestehen; ferner daß die gesteigerte vulkanische Tätigkeit verbunden ist mit einer Vermehrung der Wasserdampfmenge, daß dieser Dampf das Magma in Asche und Lapilli zerstäubt, und daß insbesondere die Pinie mit ihren Begleiterscheinungen aus der Summe der beständig entweichenden Dampfballen des Magmas sich bildet. Dieses Urteil mußte der unbefangene Beobachter im August 1905 wenigstens am Stromboli und Vesuv abgeben. Wenn unter ähnlich günstigen Verhältnissen bei anderen Vulkanen Untersuchungen angestellt werden, wird das Resultat wohl auch in Zukunft das gleiche bleiben.

Berichtigung zu meiner Notiz über den Aetnaaschenfall 1911.

Von **E. Dittler** (Wien).

Ich habe in dies. Centralbl. über Leucit als Gemengteil einer Aschenprobe von Acireale am Ätna berichtet.

Die zertrümmerten und ziemlich scharfkantigen Formen, welche an manchen Individuen deutliche Schmelzerscheinungen zeigen und glasklare Farbe besitzen, beherbergen ziemlich reichlich Einschlüsse und besitzen eine sehr niedrige Lichtbrechung (in Benzol [1,50] verschwindet eben die Becke'sche Lichtlinie) und sehr schwache Doppelbrechung (an manchen Individuen nur mit Hilfe des Gipsblättchens zu erkennen). Nebst diesen am Leucit auftretenden optischen Eigenschaften ließ mich der von G. Tschermak hervorgehobene, optisch negative Charakter der Doppelbrechung dieser Aschenbestandteile auf Leucit schließen. Auf eine freundliche Mitteilung des Herrn Geheimrates Prof. Dr. F. Zirkel hin würde die Auffassung dieser Aschenfragmente als Leucit insofern Bedenken erregen, als Leucit in den Aschen des Ätna bisher noch nicht aufgefunden wurde. Es könnte sich außer um Leucit höchstens noch um Analcim oder um optisch anomale Glaspartikelchen handeln. Der zu 1,50 bestimmte Brechungsquotient schließt ersteren aus, dagegen können, wie M. Stark[1] nachgewiesen hat, Gesteinsgläser und Gläser vulkanischer Aschen die Lichtbrechung des Leucit erreichen und es dürfte, falls idiomorphe Begrenzung fehlt, eine Verwechslung nicht ausgeschlossen sein.

Es steht mir leider zu wenig Material zur Verfügung, um die Frage, ob hier Leucit oder ein analog zusammengesetztes Glas vorliegt, endgültig entscheiden zu können.

Die mikrochemische Untersuchung ergab Zersetzung der mit konz. HCl versetzten Aschenbestandteile und deutliche K-Reaktion mit Platinchlorid. Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. Zirkel bin ich für seine gütige Mitteilung zu Danke verpflichtet.

Wien, am 21. November 1911.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. Bd. I. 2. Lieferung. Dresden bei Theodor Steinkopff. 1911. p. 161—320. Mit vielen Abbildungen. Tabellen und Diagrammen. (Vergl. dies. Centralbl. 1911. p. 717.)

Das Werk schreitet in der angefangenen Weise stetig weiter

---

[1] M. Stark, Tscherm. Min.-petr. Mitt. **23** p. 537.

fort. Es bringt den Schluß des Abschnittes über Natriumcarbonate, worauf folgende neue Abschnitte folgen: Analysenmethoden der Doppel- und Tripelsalze des Natriumcarbonats (M. Dittrich). Doppel- und Tripelsalze des Natriumcarbonats mit anderen Carbonaten und Alkali- oder Erdalkalisalzen (R. Wegscheider). Analysenmethoden des Teschemacherits (M. Dittrich). Kalium- und Ammoniumcarbonate (R. Wegscheider). Analysenmethoden der Magnesium- und Calciumcarbonate (M. Dittrich). Magnesiumcarbonate, Magnesit (H. Leitmeier). Entstehung und Vorkommen des Magnesits (K. A. Redlich). Verwertung des Magnesits (K. A. Redlich). Die Hydrate des Magnesiumcarbonats (H. Leitmeier und G. d'Achiardi). Calciumcarbonat (H. Leitmeier) und zwar zunächst Kalkspat (chemische Zusammensetzung und Analysen, Manganocalcit, Zinkocalcit, Plumbocalcit, Strontianocalcit, Stinkkalk, chemische Zusammensetzung des Marmors; physikalische Eigenschaften des Kalkspats und zwar: spezifisches Gewicht, Brechungskoeffizient, thermische Eigenschaften, thermische Dissoziation, Schmelzversuche, spezifische Wärme, Bildungswärme, Versetzungswärme, Wärmeleitung), Härte, Dielektrizitätskonstanten, elektrische Leitfähigkeit von Lösungen, Leitung der Elektrizität, magnetische Eigenschaften, Verhalten gegen Röntgenstrahlen, Einfluß von Radiumstrahlen, Phosphoreszenz, Kathodolumineszenz mit Fluoreszenz, Druckfestigkeit, Löslichkeit und zwar in Wasser und kohlensäurehaltigem Wasser, Löslichkeit bei Gegenwart verschiedener Salze, Löslichkeit in Chlorwasser und z. T. noch Löslichkeit in Säuren. Man sieht aus diesen Inhaltsangaben, wie ausführlich die einzelnen Materien, besonders die wichtigeren in diesem Buche behandelt werden. **Max Bauer.**

Personalia.

Am 10. November 1911 starb in Turin **Giorgio Spezia**, Professor der Mineralogie an der dortigen Universität, wohlbekannt durch seine zahlreichen geochemischen Arbeiten, deren letzte von den angeblichen chemischen Wirkungen des Druckes beim Mineralmetamorphismus handelt.

Ernannt an der neugegründeten Technischen Hochschule in Lissabon: **Paul Choffat**, Ordinarius für angewendete Geologie.

---

1. Januar 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 1.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Mit dem Jahrgang 1911 wird die „Neue Literatur" aus dem „Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie" wieder in das „Neue Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal." übernommen. Die neuen Abhandlungen werden nach Materien verteilt und im Neuen Jahrbuch am Schluß der einzelnen, für die Zusammenstellung der Referate geltenden Abschnitte (Einzelne Mineralien, Petrographie, Topographische Geologie, Quartärformation, Reptilien usw.) aufgeführt, in der Weise, wie es probeweise schon im laufenden Bande des N. Jahrb. in der geologischen und paläontologischen Abteilung geschehen ist.

Diese Aufführung der Titel soll die Referate nicht ersetzen, sondern eine schnellere Publikation der Neuen Literatur und raschere Übersicht nach Materien ermöglichen. Die Titel werden in die Inhaltsverzeichnisse des Neuen Jahrbuchs aufgenommen und gegenüber den Referaten durch ein L. hinter den Titeln kenntlich gemacht.

Aufführung der Titel und deren Aufnahme in die Register entfällt, wenn schon das Referat vorliegt.

Die Redaktion
des N. Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

15. Januar 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 2.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Mit dem Jahrgang 1911 wird die „Neue Literatur“ aus dem „Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie“ wieder in das „Neue Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal.“ übernommen. Die neuen Abhandlungen werden nach Materien verteilt und im Neuen Jahrbuch am Schluß der einzelnen, für die Zusammenstellung der Referate geltenden Abschnitte (Einzelne Mineralien, Petrographie, Topographische Geologie, Quartärformation, Reptilien usw.) aufgeführt, in der Weise, wie es probeweise schon im laufenden Bande des N. Jahrb. in der geologischen und paläontologischen Abteilung geschehen ist.

Diese Aufführung der Titel soll die Referate nicht ersetzen, sondern eine schnellere Publikation der Neuen Literatur und raschere Übersicht nach Materien ermöglichen. Die Titel werden in die Inhaltsverzeichnisse des Neuen Jahrbuchs aufgenommen und gegenüber den Referaten durch ein L. hinter den Titeln kenntlich gemacht.

Aufführung der Titel und deren Aufnahme in die Register entfällt, wenn schon das Referat vorliegt.

Die Redaktion
des N. Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

1. Februar 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 3.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Mit dem Jahrgang 1911 wird die „Neue Literatur" aus dem „Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie" wieder in das „Neue Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal." übernommen. Die neuen Abhandlungen werden nach Materien verteilt und im Neuen Jahrbuch am Schluß der einzelnen, für die Zusammenstellung der Referate geltenden Abschnitte (Einzelne Mineralien, Petrographie, Topographische Geologie, Quartärformation, Reptilien usw.) aufgeführt, in der Weise, wie es probeweise schon im laufenden Bande des N. Jahrb. in der geologischen und paläontologischen Abteilung geschehen ist.

Diese Aufführung der Titel soll die Referate nicht ersetzen, sondern eine schnellere Publikation der Neuen Literatur und raschere Übersicht nach Materien ermöglichen. Die Titel werden in die Inhaltsverzeichnisse des Neuen Jahrbuchs aufgenommen und gegenüber den Referaten durch ein L. hinter den Titeln kenntlich gemacht.

Aufführung der Titel und deren Aufnahme in die Register entfällt, wenn schon das Referat vorliegt.

Die Redaktion
des N. Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

15. Februar 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 4.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart. Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. März 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 5.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

15. März 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen in Berlin.

1911. No. 6.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

---

1. April 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 7.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

15. April 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 8.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1911

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Mai 1911

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg in Tübingen in Berlin.

1911. No. 9.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1911

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

15. Mai 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 10.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 11.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

15. Juni 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 12.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger. K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Juli 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 13.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

---

15. Juli 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 14.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

---

1. August 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 15.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

15. August 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 16.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. September 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 17.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Instrumente.

Besprechungen.

---

15. September 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 18.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Instrumente.

---

1. Oktober 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 19.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

---

15. Oktober 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 20.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der Firma Gebrüder Bornträger. Verlagsbuchhandlung, Berlin betr. Sommerfeldt. Praktikum der experimentellen Mineralogie.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. November 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 21.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

15. November 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 22.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

1. Dezember 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 23.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

15. Dezember 1911.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1911. No. 24.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1911.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.